Daqi Tancexue

大气探测学

◎ 孙学金　王晓蕾　李浩　张伟星　严卫　编

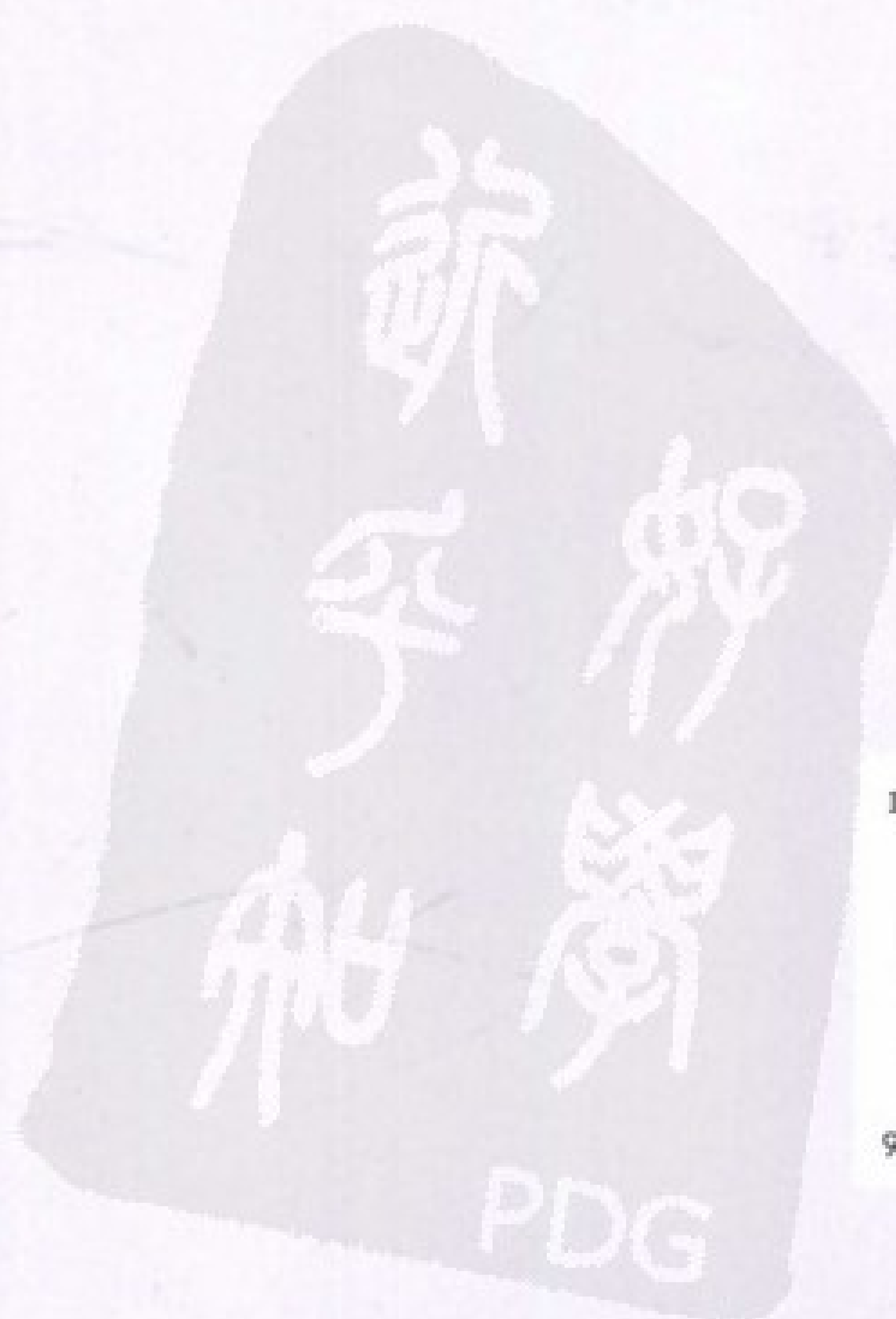


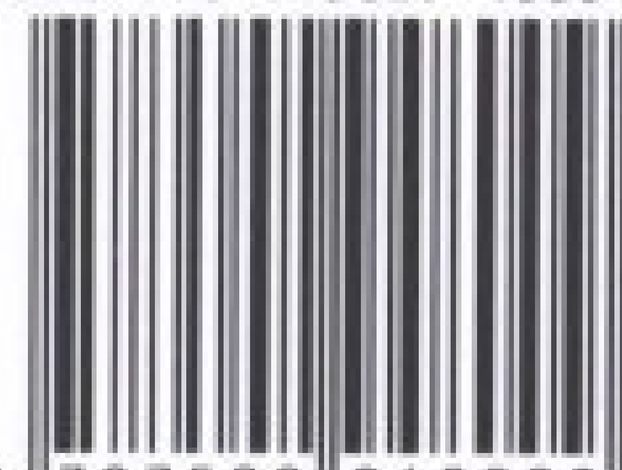
气象出版社
China Meteorological Press

责任编辑：林雨晨

封面设计：博雅思企划

Daqi Tancexue





定价：58.00元

大气探测学

孙学金　王晓蕾　李　浩
张伟星　严　卫　编著



气象出版社
China Meteorological Press

内容简介

本书详细讲述了大气探测的基本理论、技术和方法，包括云、能见度、天气现象、气温、湿度、气压、风、降水、积雪、日照、辐射、大气电场的地基观测方法，气温、湿度、气压、风的无线电探空技术，以及闪电定位、天气雷达、风廓线仪、激光气象雷达、声雷达、GNSS 等主动遥感设备的测量原理和可见光、红外、微波被动遥感的理论基础，介绍了各类仪器设备的组成结构，对测量误差及其来源进行了探讨。本书既包括经典的大气探测方法和技术，也包括了较新的大气探测研究成果。

本书可作为大气科学及相关学科大气探测学课程的教科书，也可供从事水文、环境、地理等方面的专业技术人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

大气探测学/孙学金等编著. —北京：气象出版社，2009.8

ISBN 978-7-5029-4800-9

Ⅰ.大…　Ⅱ.孙…　Ⅲ.大气探测　Ⅳ.P41

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2009)第 143447 号

Daqi Tancexue

大气探测学

孙学金等　编著

出版发行：气象出版社

地　　址：北京市海淀区中关村南大街 46 号　　邮政编码：100081

总 编 室：010-68407112　　发 行 部：010-68409198

网　　址：http://www.cmp.cma.gov.cn　　E-mail：qxcbs@263.net

策划编辑：李太宇　　终　　审：周诗健

责任编辑：林雨晨　　责任技编：吴庭芳

封面设计：博雅思企划　　印　　刷：北京昌平环球印刷厂

开　　本：720 mm× 960 mm　1/16　　印　　张：28.75　　插页：1

字　　数：532 千字

版　　次：2009 年 8 月第 1 版　　印　　次：2009 年 8 月第 1 次印刷

印　　数：1～3000 册　　定　　价：58.00 元

前　言

大气探测学是大气科学的重要分支，是研究获取大气物理和化学性质的原理、技术和方法的一门学科。它是一门涉及大气物理学、气象学、传感器技术、遥感技术、电子技术、无线通信技术和空间技术等多个学科和专业的交叉综合学科。随着数学物理理论和现代科学技术的发展以及大气科学自身发展的需要，大气探测学也在不断地发展中。

该课程是大气科学专业本科生必修的一门专业基础课，多年来一直是我院的主干课程。本书是在我院原有讲义的基础上，参考国内外有关大气探测专著和文献编写而成的。书中在传统大气探测课程讲授内容基础上，增加了云量、能见度、天气现象、降水量的自动测量以及闪电定位、风廓线仪、激光气象雷达和 GNSS 大气遥感等内容，统一了高空风的计算方法，对新的测量仪器以及遥感方法进行了较全面的介绍，分析了各种测量方法和仪器的误差来源。

本书第 1—4 章、第 12 章由孙学金编写、第 5—9 章由王晓蕾编写、第 10 和 11 章由李浩编写、第 13 和 14 章由张伟星编写、第 15 和 16 章由严卫编写，最后由孙学金统稿，王林斌、赵世军等参与了部分文字整理工作，余鹏参与了插图绘制工作，胡明宝提供了部分典型雷达回波图。本书编写得到了解放军理工大学气象学院、探测与信息工程系各级领导和机关的支持，以及林国安和探测工程教研室同事的不少有益建议，我们在此一并表示感谢。

在本书编写过程中，曾参考了国内外出版的教材、专著、规范、指南和厂家的设备手册以及最新的文献资料，书后列出了这些著作，在此向上述作者们表示衷心的感谢。

由于大气探测学内容广泛，且处于不断发展变化中，特别是现代大气遥感内容非常丰富，因此在教材内容组织中存在着一定的困难，疏漏在所难免，请读者给予批评指正。

编　者

2009 年 4 月

目　　录

第1章 绪　论

1.1 大气探测与大气探测学

大气探测又称之为气象观测，是指对表征大气状况的气象要素、天气现象及其变化过程进行个别或系统的、连续的观察和测定，并对获得的记录进行整理的过程和方法。大气探测不仅为天气预报、气候分析、科学研究以及国民经济和国防安全直接提供准确、完整的气象资料，而且大气科学本身的发展和国民经济、国防安全的建设反过来也对大气探测提出了更高的要求，从而促进了大气探测的发展。

大气探测学是大气科学的重要分支，是研究获取大气物理和化学性质的原理、技术和方法的一门学科。它是一门涉及大气物理学、气象学、传感器技术、遥感技术、电子技术、无线通信技术和空间技术等多个学科和专业的交叉综合学科。随着数学物理理论和现代科学技术的发展，大气探测学也在不断发展中。现代科学技术的每一次进步均促进了“大气探测学”这门学科的发展，也给大气科学提供了发展动力。今天对气团、锋面、大尺度波动、高空急流、台风结构等天气系统和大气现象的认识，均是依赖于每一次探测技术的进步，而目前对中小尺度天气的监测和预报则更是依赖于现代大气探测手段，例如多普勒天气雷达、风廓线仪等。可以说，没有大气探测技术的发展，就没有今天的大气科学，大气探测是大气科学发展的基础，大气探测的发展程度是大气科学发展水平的一个重要标尺。

1.1.1 大气探测分类

大气探测技术和方法多种多样，按照不同的探测方法、探测范围、探测平台和探测时间，可以将其划分为不同的种类。

按照探测方法分，大气探测分为目测、直接探测和遥感三种。所谓目测，就是凭借目力或借助辅助仪器进行的观测，主要由观测员用肉眼观测。目前在气象台站，云、天气现象和能见度还主要采用目测的方法进行。所谓直接探测，就是探测仪器与被测大气直接接触进行的探测，例如用玻璃液体温度表测量气温的方法，就是直接探测。目前直接探测正在向遥测方向发展，虽然测量仪器与被测大气接触，但与用户终端之间具有一定的距离，探测结果通过有线或无线通信的方式传递给用户。通常把这种直接探测，称为遥测。所谓遥感，又称为间接探测，就是指探测

仪器与被测大气不直接接触进行的探测。遥感又分为主动遥感和被动遥感。主动式大气遥感是指遥感器向大气发射信号，并通过接收被大气散射、吸收或折射后的信号，从中反演气象要素的方法和技术。被动式大气遥感是指遥感器接收大气自身发射或散射的自然源信号，从中反演气象要素的方法和技术。

按照探测的范围分，大气探测分为地面气象观测和高空气象探测两种。

地面气象观测，是指在地面上以目力或仪器对近地面层的大气状况和天气现象进行的观测。通常观测的项目有云、能见度、天气现象、温度、湿度、气压、风、降水、积雪、蒸发、辐射能、日照时数、电线积冰等。虽然云是发生在空中的大气现象，由于历史的原因，通常把它也归入到地面气象观测的项目中。

高空气象探测，是指对自由大气各气象要素的直接或间接探测。高空气象探测，通常利用气球、无线电探空仪、气象飞机、气象火箭、气象卫星、气象雷达等探测平台和仪器设备进行。探测的项目主要包括各高度上的气温、湿度、气压和风。常规的高空气象探测，是指利用气球携带无线电探空仪对空中气温、湿度、气压和风进行的探测，其最大探测高度一般为 35 km，又称为无线电高空气象探测。一般又把 35 km 以上的高空气象探测，称为中高层大气探测。

按照探测平台分，大气探测分为地基探测、空基探测和天基探测。在地表面（包括陆地和海表面）建立的探测平台上进行的探测，称为地基探测。地基探测既可进行近地面气象要素的探测，也可对高空气象要素进行探测。地面观测场、气象塔、海上浮标等均是地基探测平台。利用漂浮于大气层内的气球、系留气球、定高气球、飞机等探测平台对大气进行的探测，称为空基探测。利用气象卫星等从大气层外对地球大气进行的探测，称为天基探测。

按照探测时间分，大气探测分为定时观测和不定时观测。定时观测是指每日在固定的时次进行的观测。世界气象组织又把定时观测，分为基本天气观测和辅助天气观测。由指定测站所组成的观测网在世界时 00、06、12、18 时所进行的天气观测，为基本天气观测。由指定测站所组成的观测网在世界时 03、09、15、21 时所进行的天气观测，称为辅助天气观测。基本天气观测和辅助天气观测均参与全球气象资料的交换。为了特殊的目的，定时观测的时次还可以进一步加密，例如，可缩短为每小时观测一次。不定时观测，又叫补充观测，是指在规定时刻以外，为满足某种专门需要而增加的气象观测。例如，为监测强降水而增加的降水观测，为保障飞机起飞和降落，在机场对云、能见度等进行的补充观测。

上述这些分类的方法，侧重点各有不同，有时也会将两种探测种类组合起来进行称谓，如空基遥感等。

1.1.2　大气探测学研究内容

大气探测学主要研究内容包括:研究大气探测系统的建立原则和方法,以便获得有代表性的全球三维空间分布的气象资料;制订大气探测技术规范来统一各种观测技术和方法,使其标准化,确保气象资料具有可比较性;研制探测仪器标准计量设备,制订计量校准方法,确保测量结果的准确性。

(1)大气探测系统

一个比较完整的现代化大气探测系统,包括探测平台、探测仪器、通信系统和资料处理系统四部分。

探测平台是探测系统的基础。探测平台的建立与观测网的建立有关,不同的观测网需要有不同的探测平台。组建地面气象观测网时,作为地基探测平台的地面观测场位置的选择很重要,应选择在对观测地点周围具有代表性的位置;组建卫星监测网时,为了保证获得全球分布的具有一定时间分辨率的卫星资料,应在全球布设分布合理、性质不同的卫星天基平台;组建天气雷达探测网时,则要考虑到天气雷达的有效探测距离,确保网内所有地区能被雷达探测范围所覆盖。选择好适当的探测平台后,探测仪器的安装也是探测平台必须考虑的问题,应确保探测仪器能取得具有代表性的资料。

探测仪器是探测系统的核心。现代化的大气探测系统应采用先进的探测仪器,既具有很高的灵敏度、准确度和很大的动态范围,又具有长期稳定可靠的探测性能,适应各种复杂和恶劣的天气条件。目前在地面气象观测中已普遍采用不同功能的自动气象站。探测仪器的设计还要考虑到适应不同探测平台的需要,在移动平台上的探测仪器,则要比固定平台上的探测仪器更要考虑到适应不同运输条件的性能。

通信系统是现代化大气探测系统的纽带。为了保证分布于全球各地的气象观测资料能实时地汇聚起来,需要高速有效的通信系统的支撑。

资料处理系统是现代化大气探测系统不可缺少的部分。现代化的大气探测系统所获取的信息量很大,为了能有效地利用各类气象资料,供天气预报和各种服务使用,必须建立高速的计算机处理系统,对各类资料进行分类处理。

(2)大气探测技术规范

为了促进气象观测的标准化和确保始终如一地公布观测资料和统计结果,世界气象组织一直重视大气探测技术的规范工作,经常地召开世界气象大会,通过一些技术规则,制订各成员国必须遵循的各种气象实践和程序。这些规则均被写进世界气象组织的出版物《气象仪器与观测方法指南》中。该指南自1954年出版第一版以来,随着探测项目的不断增加和探测技术的改进,到1996年已修订出版了

第六版，内容从第一版的 12 章增加到第六版的 32 章。内容包括地面、高空、高层、航空、海洋、火箭、卫星、雷达等气象观测以及取样、校准比对、修正、管理和仪器人员培训等方面，主要对仪器和观测方法作了较详细阐述，制订了当前国际气象业务技术需要的观测项目、仪器和观测方法的基本标准，规定了气象计量单位，给出了一些基本参数，并对各种误差概念、观测资料的准确度作了明确的论述。

我国气象业务管理部门 1955 年出版了第一版《地面气象观测规范》以规范地面气象观测工作，1979 年进行了修订。为了适应自动气象站技术的发展，1999 年开始制订了适应自动气象站设备的观测规范，并于 2003 年对自动观测方式和人工观测方式进行了统一，制订了新的《地面气象观测规范》。先后还制订了高空气象探测规范、天气雷达探测规范等一系列法规性文件，以便对气象观测工作进行统一要求，取得具有比较性的观测资料。军队和民航气象部门结合行业特点也制订了相应的气象观测规范。

(3)气象仪器的测试、校准和相互比对

气象仪器测量结果的准确与否与仪器本身的性能有很大的关系，要确保仪器的性能符合规定的要求，获得有效的观测数据，应对仪器进行有关测试、校准和相互比对。通过测试、校准和相互比对，可以了解传感器准确度或系统的准确度；当站网中布设这样的测量系统或传感器时，对测量结果产生的影响；当传感器或测量系统的布设位置发生变化时，测量数据会有何种变化或偏移；当对相同的气象要素进行测量时，更换传感器或测量系统会对数据产生何种变化或偏移。

对传感器和测量系统进行测试是为了获得它们在规定条件下使用时的性能资料。测试包括环境测试、电或电磁干扰测试以及功能测试等。

传感器或测量系统的校准是确定测量数据有效性的第一步。校准的目的是将仪器与已知的标准器进行比对，以确定仪器在预期运行范围内的输出与标准器的吻合程度。实验室校准结果的性能隐含着仪器在野外使用时的性能与校准结果均能保持不变的假定。连续几次校准的情况可以提供对仪器性能稳定性的参考。

校准是一组操作，是指在特定条件下，建立测量仪器或测量系统的指示值与相应的被测量(即需要测量的量)的已知值之间的关系。主要是确定传感器或测量系统的偏差或平均偏差、随机误差、是否存在任何阈值或非线性响应区域、分辨率和滞差等。滞差是通过校准时使传感器在其使用范围内进行循环测试后确定的。校准结果有时可以用一个校准系数或一系列校准系数表示，也可以采用校准表或校准曲线的形式表示。校准结果通常记录在校准证书上或校准报告中。

校准证书或校准报告可以确定偏差值，这种偏差可以通过机械的、电学的或软件的调试方式来消除。随机误差是不可重复的，也是不能消除的，但是它能够通过在校准时采用足够次数的重复测量和统计方法加以确定。

仪器或测量系统的校准通常都是与一个或多个标准器进行比对完成的。气象仪器的校准通常是在拥有合适的测量标准器和校准装置的实验室进行。根据国际标准化组织(ISO)的定义,标准器可分基准、二级标准、国际标准、国家标准、工作标准、传递标准、移运式标准等。基准设置在重要的国际机构或国家机构中。二级标准通常设置在主要的校准实验室中,不宜在野外场地使用。工作标准通常是经过用二级标准校准的实验室仪器。工作标准可以在野外场地作为传递标准使用。传递标准既可用于实验室也可在野外场地使用。校准装置是产生校准用环境的装置。

基准(或一级标准)(Primary Standard):具有最高的计量学性质的标准器,其量值可以被接受而无需参照其他标准器。

二级标准(Secondary Standard):其值是通过与基准进行比对而认定的标准器。

国际标准(International Standard):经国际协议承认的标准器,在国际上作为对有关量的其他标准器定值的依据。

国家标准(National Standard):经国家承认的标准器,在一个国家内作为对有关量的其他标准器定值的依据。

参考标准(Reference Standard):适用在给定地点或在给定机构内,通常具有最高的计量学性质的标准器,在该处所作的测量均由此标准器导出。

工作标准(Working Standard):日常用于校准或核查测量仪器的标准器。

传递标准(Transfer Standard):标准器进行比较时用作媒介的标准器。

移运式标准(Travelling Standard):可运输到不同地点使用的标准器,有时具有特殊结构。

为了保证溯源性,校准实验室由有关的国家机构予以授权和认可。校准实验室要保持测量标准器所必需的品质和保持这些标准器的溯源性的记录。经过授权和认可的实验室才可以颁发内容含有对校准准确性评估的校准证书。

仪器与观测系统的相互比对,对于建立兼容性资料集是很重要的。所有的相互比对均应周密计划和认真实施,以保证每种气象变量的测量均能具有适当的一致的质量水平。有许多种气象量不能直接用计量标准器进行比较,也不能用绝对参考量进行比较,例如,能见度,云底高度和降水。对于这几种气象量而言,相互比对则显得非常重要。

仪器或观测系统的比对与评价可以按照不同级别进行组织与实施,如国际比对、区域比对、多边的和双边的比对以及国家级的比对。由于气象测量进行国际比对的重要性,世界气象组织经常组织各种仪器的国际比对和区域比对,并且制订了相应的规则以使协调有效而且有保证。

1.2 大气探测发展简史和趋势

1.2.1 发展简史

由于劳动和生活的需要，人们很早以前就非常注意观察发生在大气中的种种现象和过程，并根据某些征兆作出对天气的经验性预测。随着生产技术的发展，这种定性的目力观测逐渐发展到借助仪器来进行定量的测定。在其发展过程中，大气探测大致经历了四个主要阶段：

(1)目测、定性阶段(始创时期)

在16世纪以前，人们对于大气的认识主要停留在目力和定性的观察上，通过不断对经验的总结产生了各种谚语，用于对天气的预测。这个时期也发明了一些仪器，如我国古代劳动人民发明的相风乌、雨量器、风压板等，但主要还是以目力和定性观察为主。这是第一个阶段，又称为始创时期。

(2)地面气象观测发展阶段

大气探测发展的第二个阶段是从16世纪末伽利略发明气体温度表开始的。在这个阶段，发明了一系列的地面气象观测仪器，如1643年，托里拆利发明了水银气压表；1783年，德索修尔发明了毛发湿度表。从此以后，一些主要的气象要素才开始有了连续的仪器观测记录。在这个阶段，地面气象观测的项目逐渐增多，观测站也逐渐增加，把各地的气象资料集中到一起进行分析，形成了有组织的地面气象观测网。

(3)高空气象探测发展阶段

从18世纪末开始，人们利用风筝、气球等对高空大气进行探测，但直到20世纪初，随着无线电技术的发展，一些先进国家，如法国、德国、芬兰、苏联等，先后开始研制无线电探空仪，才发展了现代的高空气象探测技术。1919年法国人巴洛第一次作无线电探空仪施放，这标志着大气探测技术进入了第三个发展阶段——高空气象探测发展阶段，从而使得人们对大气的认识从平面二维发展到空间三维。大气中的锋面、波动等天气系统也逐渐被揭示出来。1940年代中期，气象火箭探测技术又进一步把探测高度从二三十千米提高到100 km左右。

(4)大气遥感发展阶段

1940年代初，在应用军事雷达进行探测时，发现了云雨等气象目标产生的回波，从而把雷达探测技术应用到气象目标探测中来，并专门研制了气象探测雷达——天气雷达。1960年4月美国成功发射第一颗气象卫星泰罗斯-1号，开始了人类利用卫星遥感大气特性的新方法。这标志着大气探测发展到了第四个阶段，

即大气遥感发展阶段。在这个阶段，除了天气雷达和气象卫星外，声雷达、风廓线仪、激光雷达、红外辐射仪、微波辐射仪等遥感设备均被应用到大气探测中，人们对于大气的认识产生了新的飞跃，大气科学也进入了一个新的发展阶段。

一部天气雷达可以对数百千米范围内的雷暴中降水分布及其结构进行连续性探测，人们可以利用它进行龙卷的预报；利用静止气象卫星就很容易地监测到台风的结构和变化、移动情况，对台风做出预报。这些均是在天气雷达、气象卫星发明之前很难做到的事情。

1.2.2　现状

随着科学与技术的发展，大气探测取得了显著的发展，主要表现在探测能力显著增强，自动化水平迅速提高，观测方法、观测网的设计和观测工具的配合得到重视，直接探测和遥感技术并存，各取所长，综合利用。

(1)传感器与测量仪器

目前各种气象要素测量传感器和仪器的性能均得到长足的发展。在气象测量中，铂电阻温度传感器已基本取代应用了400多年的玻璃液体温度表，其测量误差不超过±0.2℃。铂电阻通风干湿表、湿敏电容传感器、露点式氯化锂传感器也已成为湿度测量的主要仪器。但是由于湿度测量的复杂性，目前湿敏电容传感器的测量准确度在0℃以上只能达到3%～5% RH，在0℃以下为5%～8% RH，在低温条件下其测量准确度虽然高于铂电阻通风干湿表，但在5℃以上时要比铂电阻通风干湿表低。目前减小测温误差的主要问题已不在温度测量传感器和仪器本身上，而是在于对温度敏感元件的通风和防辐射上；而对于湿度传感器来说，还是集中在提高低温低湿下的测量性能。

利用振筒传感器制成的振筒气压仪已替代水银气压表被用于气压日常业务测量，从而解决了长期的汞污染问题。体积更小、耗电更低的硅压阻传感器也已被用于高空气象探测中，采用自动温度补偿的硅压阻传感器正在研制中。

由碳纤维制成的高强度风杯、风向标以及采用计数和编码方式的风速、风向转换器已开始替换滞后和阻尼特性不能满足世界气象组织要求的电接风向风速计和电传风向风速仪。固态测风传感器已研制成功，由于没有转动部件，解决了结冰情况下的测风问题，也大大提高了抗风和冰雹等自然灾害的能力。

翻斗雨量计已普遍应用于降水量自动测量中，取代了降水量的人工观测。目前在进一步提高其测量性能的基础上，又研制出了新型的光电雨强计、感雨器和雨雪量计等。

测量总辐射、长波辐射、短波辐射的各种辐射表已广泛应用于辐射测量中，测量准确度得到了大大提高。短波辐射的测量准确度达到1%～2%，长波辐射的测

量准确度达到 2 W·m^{-2}。人们还研制成功了自动跟踪太阳的直接日射表和太阳光度计。

利用先进的电子技术和 GPS 技术研制的电子数字探空仪、GPS 探空仪已被用于高空气象探测业务中，替代了长期使用的机械式电码探空仪。与电子数字探空仪配套的 L 波段二次测风雷达、无线电经纬仪已成为主要的高空气象探测设备。

天气雷达已从模拟型发展成数字型，并从降水强度定性测量的模拟天气雷达发展到降水强度定量测量、降水区风场探测和降水粒子性质测量的数字化多普勒天气雷达、双偏振天气雷达等。

风廓线仪也已从研究设备发展成为业务使用设备。各种类型的边界层风廓线仪、对流层风廓线仪、平流层风廓线仪均已研制成功，并被应用到大气风廓线的连续监测中，为研究大气运动提供了实时连续的风场资料。

激光技术应用到大气监测中后，已成功地研制出米散射激光雷达、瑞利散射激光雷达、拉曼散射激光雷达、差分吸收激光雷达、共振荧光激光雷达，为气溶胶、大气成分和中层大气温度、密度的探测提供了新的探测手段。

气象卫星遥感仪器已从最初的成像辐射仪发展到谱分辨率达到 1 cm^{-1} 的超光谱分辨率辐射计，形成了图谱合一的辐射遥感仪器，一些主动遥感设备，如降水雷达、合成孔径雷达等也已装载到卫星上，使得气象卫星的作用更加增强。

(2)监测网

从发明了第一支温度表以来，经过了 400 多年的发展，目前已在全球范围内建成了由多种手段组成的世界天气监测网(WWW)，它由各种探测平台、探测仪器、资料处理方法和传送手段组成。

在这个网中，陆地上大约有 10000 个地面气象观测站，其中 4000 个为基本天气观测站，实时地向全球交换观测资料。另外，截止到 1997 年，在海上有大约 700 个浮标、6700 个船舶观测站提供海面温度、气压观测资料。目前地面气象观测站基本上覆盖了全球，陆地上比较密集，但在海洋上还比较稀疏。此外，在全球已组成了约 900 个无线电探空仪观测网，其中有 2/3 的台站一天两次对 30 km 以下的高空大气进行探测。

除了地面和高空观测站网外，目前还建成了全球卫星观测系统，主要由五颗极轨卫星和六颗静止卫星以及其他研究试验卫星组成。中国的风云 1 号和风云 2 号卫星也参与了全球卫星观测系统中。

美国在 1990 年代建成了由 168 部 WSR-88D 组成的下一代雷达(NEXRAD)全国监测网，WSR-88D 利用多普勒技术全面提升了天气雷达系统的性能，并具有对某些天气事件进行自动监测和识别的能力。1980 年代中期，美国在其中部地区建立了国家风廓线仪试验网(NPN)，由 30 多部对流层风廓线仪组成，监测输送墨

西哥湾暖湿空气的低空急流和由它引起的雷暴活动,弥补了常规高空探测站网空间密度和观测时次上的不足,在中小尺度灾害性天气的监测中发挥了重要作用,并将探测数据在数值预报模式中进行应用。

我国已建成由143个基准气象站和1736个一般气象站组成的地面气象观测网。在“十五”期间完成了大气监测自动化系统一期工程,截至2004年已建成850个自动气象站,正在布设新一代天气雷达监测网、由电子探空仪和L波段高空气象探测系统组成的高空监测网、雷电监测网,并准备布设对流层风廓线仪网,已建成由FY-1D和FY-2系列卫星组成的气象卫星监测网。

目前在全球范围内,已组成了从地面和空中对全球天气进行监测的观测网,已能对大气进行比较全面的监测。尽管如此,仍然存在着一些问题,如海洋、沙漠、高山等人员难以到达和无人居住的地区,观测站的数量还很少,或者几乎没有,对于全球三维立体监测的时间和空间分辨率还不高,一些小尺度的天气系统和大气现象还不能监测到。这些均是今后大气探测要研究和解决的问题。

1.2.3 发展趋势

从目前已有的各种技术来看,可以预测到,在未来15～20年内,大气探测将向以下几个方向发展:

(1)地面气象观测以自动气象站为主,组成自动遥测网。常规地面气象要素和大部分天气现象可实现自动监测,海洋、沙漠、高山等地区将布设更多的无人自动气象站。

(2)电子探空仪、GPS探空仪取代机械探空仪应用于业务系统中,使高空气象探测更加智能化,达到更高的精度。世界气象组织(WMO)在2003年11月提出了通用高空探测系统的概念。这个系统由无线电经纬仪(RDF)和GPS测风系统构成,具有无线电经纬仪(RDF)功能和GPS测风功能。通过对无线电探空数据的转换,该系统可以使用不同型号的无线电探空仪。使用通用高空探测系统时,在高空风不大的情况下,施放不带GPS的探空仪可以降低使用费用;在高空风大时,施放带GPS的探空仪,用GPS测风,则能避免RDF天线在低仰角时测角受多路径效应影响。在采用GPS测风时,由于天线方位、仰角数据都有,一旦GPS信号失落时,还可以采用RDF方式测风。

(3)各种遥感设备加入到大气探测业务中,成为中、小尺度天气系统监测的重要设备。组成全国甚至区域性的天气雷达网、风廓线仪网、雷电监测网已成为发展趋势。激光雷达已从分散的探测研究阶段转入组网探测阶段。

(4)GNSS(全球导航卫星系统)技术应用于大气探测中,与进一步发展的卫星监测网组成互为补充的天基、地基综合监测网。目前美国利用布设在全国的连续

运行GPS基准站，组建了地基GPS水汽观测网，并正在设计规划利用空基GPS掩星技术进行大气探测的小卫星阵列。通过这些卫星每天可对全球实施上千万次的温湿廓线探测和电离层探测，将大大提高对全球大气的监测能力。

(5)气象卫星遥感探测向全天候、多光谱、更高分辨率定量探测方向发展。静止气象卫星遥感平台向三轴稳定方向发展；遥感仪器向多通道、高光谱、高空间分辨率和微波仪器方向发展。各种主动遥感设备将搭载于气象卫星上，形成星载主被动综合探测。

我国气象业务管理部门根据气象事业发展战略的要求，提出了建设由天基、空基、地基系统组成的，观测内容较齐全、密度适宜、布局合理、自动化程度高的气象综合观测体系，以及与之相适应的信息收集传输系统和保障系统，实现全天候的定量观测。

天基观测系统以极轨、静止两个系列气象卫星和气象小卫星为主，实现对地球进行全天候、多光谱、三维的定量探测，发展我国第二代极轨气象卫星风云三号，建立由上午和下午两个轨道系统组成的极轨卫星星座，探索低倾角轨道卫星探测技术，发展第二代静止气象卫星风云四号，建立风云四号“光学星”系列和“微波星”系列，发展气象小卫星，使之成为大卫星的有效补充，不断提高卫星探测的时间分辨率、空间分辨率、光谱分辨率和辐射测量精度，不断提高卫星的使用寿命和可靠性。

空基观测系统以GPS气球探空系统为主，实现对大气水汽总量和垂直分布的监测，高空观测站网密度达到200 km左右，发展无人驾驶飞机探空等技术，形成续航时间长、升限高、系列化的遥控气象探测系统，并使之成为我国无人区高空气象探测的主要手段之一，建设国内商业航空器气象观测业务体系，开展航空器气象资料下传(AMDAR)的业务应用工作。

地基观测系统由地面常规观测系统、地基高空观测系统、地基特种观测系统、地基移动观测系统组成。地面常规观测系统，全部以测量准确度高、运行可靠的自动气象观测站为主，在气象资料空白区(沙漠、高原、深山、海洋、滩涂等)，建立无人自动气象站网，使地面常规观测系统中的基本地面天气站网密度达到50 km，重点地区建成加密自动气象站网，站网密度达到10～15 km；建设包括双线偏振和相控阵在内的天气雷达网，并实现全国组网；调整站网布局，形成布局合理、观测要素齐全、观测准确度高、时效性强，能满足不同需求的地面常规气象观测系统。

采用地基GPS遥感技术，实现对大气水汽总量等的监测；在重点区域布设边界层、对流层和平流层风廓线仪，以获取水平风廓线、垂直风廓线、温度廓线、合成风资料、风切变状况等资料，提高高空探测的时空密度；布设覆盖全国的云地和云间闪电定位系统，建设国家级闪电资料处理系统，对全国闪电资料进行及时收集和综合处理，开展雷电防护及相关的应用服务，建立完善的地基高空观测系统。

完善和新建全球和区域本底监测站，并以大气本底站网为基础，建设臭氧探空、气溶胶、辐射、酸雨等监测站，形成能够覆盖全国的大气本底监测站网；发展地基风廓线仪、地基 GPS 系统、激光气象雷达、中频中高层大气雷达，实现对温室气体、气溶胶、大气沉降、放射性物质、太阳辐射、电子密度和化学活性痕量气体进行长期监测的地基特种观测系统。

建立以车载移动气象卫星地面站，车载多要素自动气象站，车载高空探测站，车载移动风廓线仪、天气雷达和激光气象雷达等机动性强的地基移动观测系统，作为对其他观测系统的有效补充，以满足应急响应服务需要。

1.3 大气探测资料的“三性”要求

大气探测工作是在自然条件下进行的，由于气象要素随时、随地在不断地变化，而且仪器本身也受到许多复杂因素的影响，因此，大气探测是一种复杂的动态测量过程，不同于实验室内的测量。为便于了解大气整体的运动变化规律，大气探测资料必须具有代表性、准确性和比较性的“三性”要求。

1.3.1 代表性

所谓代表性，就是指气象测量值应能代表测站周围较大范围内的或一段时间内的平均状况。严格地讲，代表性是指某空(时)间范围里的一组测量值，反映相同的或不同的空(时)间范围里实际状况的程度。这种时空范围，是按照具体应用情况所定出的尺度。例如对于中小尺度的观测，其所代表的范围应比天气尺度的观测范围要小些。

按照这个定义，代表性包含了两层含义，即空间代表性和时间代表性。

所谓空间代表性，是指点对点、点对平面以至点对空间的代表性程度。就是一个点的测量值能代表多大范围大气状况的问题。空间代表性的要求，重点是对观测场地选择和设置的要求。

因为大气探测的站点总是少数，这就要求站点的地形、地貌要具有代表性；气候特征要具有代表性；环境状态要具有代表性，并尽可能避免非自然环境的干扰和影响。

所谓时间代表性，是指一个点在给定时段内的测量值对该点不同时段或另一时段被测量值的代表性程度。例如，在 12 时前 1 min 平均的测量值，对于 12 时前 10 min 内的大气状况有多大的代表性，或者对于 1 时前 1 min 内的大气状况有多大的代表性。

在湍流大气中，由于气象要素变化很快，因此在某一点某一时刻的瞬时测量

值,不能反映一定区域的大气特征,只有在一定时段的平均值才能反映区域内若干点同时测量的区域平均值。因此在测量中,我们总是取一定时段的平均值作为测量值。至于平均时段的长短,平均的次数,则需要根据所研究的大气现象而定。由于仪器具有一定惯性,从而自动具有一定的平均能力,所获取的值也就代表了一段时间的平均情况。这种一段时间的平均值也就对一定的区域具有一定程度的代表性。

1.3.2 准确性

所谓准确性,是指测量值与真值一致的程度。通常它可以用测量中的系统误差和随机误差的合成大小来描述。在现代误差理论中,准确性是用不确定度来表示的。

由于大气探测仪器本身的特性(静态的或动态的)和观测方法等因素的影响,大气探测结果总是存在误差的。这个误差中包含着两部分,一部分称之为系统误差,一部分称之为随机误差。

所谓系统误差,是指在同一条件下,对某一量的同一值进行若干次测量的过程中,保持常量的误差;或者情况改变时,按照一定的规律变化的误差。其大小可由多次测量的平均值减去真值得到。系统误差可以通过对仪器进行检定时给出的修正值加以部分修正。

所谓随机误差,是指在同一条件下,对同一给定量值作多次测量时,其大小和符号以不可预测的方式变化的那部分误差。其大小等于测量结果减去多次测量的平均值。由于各种偶然的因素,每次测量结果的随机误差均不相同,多次测量结果的随机误差的分布一般接近于正态分布,即小的随机误差出现次数多,而大的随机误差仅仅偶然出现。利用正态分布可以估计在一定区间内随机误差出现的概率。

气象资料的准确性有两个方面的含义:其一为单站、个别仪器测量的准确性问题,其二为多站、仪器组测量值的总体准确性问题,即站网的准确性问题。

(1)单个仪器的测量准确性

单个(单站)仪器的测量准确性,可以采用多次测量值与标准量进行比对统计,进行不确定度的估计。假定标准值(假定真值)为 T,该仪器的几次测量统计平均值为 $\overline{T}$,则($T-\overline{T}$)可做出系统误差估计;标准偏差 σ 则可做出随机误差的估计。其中标准偏差 σ 由(1.3.1)式给出。而该仪器的不确定度估计,由($T-\overline{T}$)$\pm f(\sigma, n)$做出估计,其中 f 是一个概率函数。当给定置信系数、置信区间时,可对不确定度做出估计。

$$\sigma=\sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(T_i-\overline{T})^2} \tag{1.3.1}$$

(2)站网的测量准确性

由于气象观测都是由多站组成网进行的,因此其准确性的估计与单站的估计是有差别的。虽然站网中使用的是同一设计的仪器,但这些仪器的系统误差并不完全相同。当然,设计良好的仪器,全部系统误差的均值应为零。

由于系统误差中的标准偏差 σ_s 的存在,致使站网资料的标准偏差 σ_A 将大于单站的标准偏差 σ_0,即有

$$\sigma_A^2 = \sigma_0^2 + \sigma_s^2 \tag{1.3.2}$$

为了保证站网的测量准确度,除对单个仪器(单站)的测量标准偏差 σ_0 作出要求外,还必须对站网中的系统误差的标准偏差 σ_s 作出要求。WMO(世界气象组织)建议,站网中的系统误差的标准偏差 σ_s 应小于单站测量标准偏差 σ_0 的一半,即

$$\sigma_s \leqslant \frac{1}{2}\sigma_0 \tag{1.3.3}$$

这样站网的总标准偏差 σ_A 约比 σ_0 多 12%。

1.3.3　比较性

所谓比较性,是指所获取的大气探测资料,必须具有良好的时间和空间上的比较性,这对天气分析预报和大气科学研究都是极其重要的。

为了获得具有可比较性的资料,必须使用响应特性一致的观测仪器,采取一致的观测方法,统一的观测程序,并在统一的时间进行观测等。

不同响应特性的仪器,在对大气的动态测量过程中,其所得的结果是不同的,例如两个热惯性差异较大的温度表,在恒温槽中所测温度值可以相同,而在温度扰动的自然大气中,所测结果就会有相当大的差别。

对于同一种观测仪器,观测者操作方法的差异,其所测结果也会各不相同。

这些都是在进行大气探测时需要注意的问题,为此,WMO 对观测仪器、观测方法和观测时间等都作了统一的规定。因此,即使一个准确度很高的观测仪器,在加入到现有观测网中时,也要进行动态对比观测,以确定其是否可以入网,入网后会给观测结果带来什么影响。

代表性、准确性和比较性,是对大气探测工作的基本要求,它们之间是相互联系、缺一不可的。

1.4　本书的安排和教学要求

全书共分 16 章,主要讲述大气探测的基本理论和方法。由于现代大气探测技

术的不断发展，大气探测学的研究内容涉及面广，在本书中作了一些取舍，对一些特殊的观测内容和方法，例如云雾微物理结构、边界层湍流、臭氧等的探测方法以及气象仪器计量检定的有关内容等未作介绍，留待其他课程作专门介绍。考虑到继承和发展的关系，一些常规的气象仪器，如玻璃液体温度表、毛发湿度表也进行简单介绍，在教学时可根据有关要求进行取舍。本书第 1 章为绪论，主要介绍大气探测与大气探测学的基本含义和研究内容，第 2 章至第 11 章，主要介绍地面气象要素的直接探测仪器和方法，第 12 章专门介绍自动气象站，第 13 章、第 14 章分别介绍高空风、气温、气压、湿度的无线电探空测风法，第 15 章、第 16 章分别介绍主动大气遥感和被动大气遥感原理。教学中可根据教学对象特点，选择部分章节和改变章节顺序进行。

这门课程的特点之一是理论性和实践性并重，既要涉及一些理论问题，如各种仪器的探测原理，特别是各种遥感的原理，又要涉及实际动手能力的培养，如云的目测，各种仪器设备的操作。因此，在教学时，应根据教学对象，在理论教学和实践教学中安排好课时分配和实践性教学环节。全书理论教学 60～80 学时，实践教学 30 学时。

这门课程的第二个特点是既具有基础性，又具有前沿性。在这门课程中既涉及数学、物理等基础性的知识，又涉及电子技术、空间技术、原子物理等前沿科学知识和技术。每一次现代科学技术的发展，几乎都能在大气探测这门学科中找到其身影。例如，目前最新的 GPS 技术，就已开始应用到大气探测中。因此，学习这门课程，既要具有扎实的数学、物理基础知识，又要有广泛的现代科学技术知识，才能更好地理解课程内容。由于大气探测新技术在不断地涌现，在本门课程中，不可能介绍所有的新技术，因此在教学中应注意与前、后课程之间的联系，做好铺垫和补充。

习　题

(1)大气探测学的研究内容包括哪些？

(2)测试、校准和比对对于气象仪器或获取的气象资料来说各有何意义？

(3)什么是大气探测资料的“三性”要求？为什么需要“三性”要求？如何达到“三性”要求？

(4)为什么站网资料标准偏差会大于单站资料标准偏差？

(5)大气探测系统由哪几部分组成？查阅有关资料，了解世界天气监测网。

(6)查阅有关文献，了解大气探测发展现状，撰写小论文。

第2章　云的观测

云是大气中水汽凝结(凝华)成的水滴、过冷水滴、冰晶或者它们混合组成的飘浮在空中的可见聚合体。

观测云是研究大气的一种手段。通过对云的观测,可以了解大气中的热力过程和动力过程。云是大气中热力过程和动力过程的外部表现。由于地面受热不均就会生成热力对流云,大范围空气的波动和系统性缓慢抬升就会形成波状云和层状云。因此不同的云反映着不同的大气运动状况。分析、观测云可以分析大气层结及其湿度,通过云的形态和移动可以了解大气运动规律。云的形成和消散伴随着潜热的释放和水的相态变换。

云是水分循环的重要环节。地面和水面上的水分通过蒸发变成水汽到达空中,然后通过凝结(华)形成云,在大气环流的作用下可以移向其他地区,也可以形成降水,再汇入河流、湖泊和海洋。

云在气候变化研究中具有重要意义。从卫星云图可以看出全球几乎有一半地区都被云遮蔽。云对于太阳辐射的分配起了调节作用,因此云的覆盖面和分布状况从气候上来说也是一个不可忽视的重要因素。

云是影响飞行的重要因素。云对飞机的起飞、着陆与航行有着极大影响,对流云中飞行会产生强烈的颠簸,甚至遭雷击。低云则影响飞机起飞着陆。飞机穿过过冷却云时易产生积冰,使飞机载荷过重,改变机翼机身的形状,影响飞机的动力性能。

云也是影响天气预报的重要因素。云对降水、日照、气温变化等有重要的影响,因此在天气预报中云必然处于一个重要的地位,云的预报准确对于其他要素的预报有重要影响。

云的观测一般从宏观和微观两方面进行。云的微观观测,包括云粒子的相态、形状、谱分布和云中含水量等的观测,这对于研究云的起因和云中的微物理过程具有重要意义,一般属于云微物理学的研究内容。而云的宏观观测,则从云的外形特征入手,区分出不同种类的云,以便于对云的种类、分布、量的多少和云底的高低等有一个全面的了解,为气候学研究积累资料。云的宏观观测,过去通常由人进行目测,随着科学技术的发展,各种测云仪器也相继研制成功,特别是气象卫星的应用,为云的大范围观测提供了重要手段。

本章主要介绍云的宏观分类和特征、云的外形与大气中运动过程之间的关系,

以及在地面上对云的宏观特征进行人工观测和仪器测量的方法，有关天气雷达、气象卫星对云的观测内容在第15、16章中介绍。

2.1 云的分类和特征

2.1.1 云的分类

云的分类方法有多种。最初比较系统的云分类是由法国德拉马克(C. de Larmarck)和英国霍华德(L. Howard)于1802—1803年提出的。他们把云分成冰晶云、块状云、层状云和降水云四大类，并用四个拉丁名表示，分别称为卷云(Cirrus)、积云(Cumulus)、层云(Stratus)和雨云(Nimbus)。在1891年慕尼黑国际气象会议上对云的分类首次取得一致意见，并于1896年出版了第一本国际云图。1929年国际气象组织哥本哈根会议规定了云的国际分类。1934年在形态学分类的基础上，挪威贝吉龙(T. H. P. Bergeron)根据云的形态及其发生的物理过程把云分成三类：垂直发展的积状云、水平发展具有均匀幕状的层状云和呈现波浪起伏的波状云，这就将云的形态学分类与发生学分类结合起来。这种云的分类，本质上反映了成云的物理过程，对于理解云的成因和指导实际观测都有重要意义。1956年和1975年WMO出版的新的国际云图对云的分类作了进一步的修改和补充。

目前国际上云的分类原则主要以云的外形以及高度等特征为基础，适当结合云的发展及内部结构。我国地面气象观测规范中把云分为3族、10属、29类，中文名称及对应的英文简写见表2.1。其中高云族包括卷云、卷积云和卷层云3属，中云族包括高积云和高层云2属，低云族包括雨层云、层积云、层云、积云、积雨云5属。

2.1.2 云状的特征

2.1.2.1 高云族

高云族的云，中纬度地区云底高通常大于6000 m。

(1)卷云(Ci)

卷云云体呈丝状、羽毛状、片状、带状或者钩状，具有纤维结构。云片互不相连，分布通常杂乱无章。云体常呈白色，在天边略带黄色，临近日出日落时，常为鲜明的黄色或者红色，暗夜为灰黑色。云体厚密的部分，会使日光、月光显著减弱，甚至看不清日月轮廓。有时伴有晕，但出现晕时，晕圈往往不完整。在我国北方和西部高原，冬季卷云有时可降零星小雪。

卷云分为毛卷云、密卷云、伪卷云和钩卷云四类。毛卷云呈羽毛状、丝条状，分

布零散，纤维结构清晰。密卷云云片的中部较厚，纤维结构不明显，而边缘部分的纤维结构明显。密卷云偶尔也呈絮状或者堡状。伪卷云由鬃积雨云的云砧脱离其母体而成，云片较大较厚。在热带地区上空出现大片伪卷云时，常伴有晕。钩卷云的云丝方向比较一致，形似逗点符号，向上的一头有小簇或者小钩。

表 2.1　云的分类

云族	云属		云类	
	学名	英文简写	学名	英文简写
高云	卷云	Ci	毛卷云	Ci fil
			密卷云	Ci dens
			伪卷云	Ci not
			钩卷云	Ci unc
	卷积云	Cc	卷积云	Cc
	卷层云	Cs	毛卷层云	Cs fil
			匀卷层云	Cs nebu
中云	高积云	Ac	透光高积云	Ac tra
			蔽光高积云	Ac op
			荚状高积云	Ac lent
			积云性高积云	Ac cug
			絮状高积云	Ac flo
			堡状高积云	Ac cast
	高层云	As	透光高层云	As tra
			蔽光高层云	As op
低云	雨层云	Ns	雨层云	Ns
			碎雨云	Fn
	层积云	Sc	透光层积云	Sc tra
			蔽光层积云	Sc op
			荚状层积云	Sc lent
			积云性层积云	Sc cug
			堡状层积云	Sc cast
	层云	St	层云	St
			碎层云	fs
	积云	Cu	淡积云	Cu hum
			碎积云	Fc
			浓积云	Cu cong
	积雨云	Cb	秃积雨云	Cb calv
			鬃积雨云	Cb cap

(2)卷积云(Cc)

卷积云云体呈鱼鳞片状，有时部分云块呈絮状、堡状或者荚状，常排列成群或者成行，像水面上的小波纹，多数云块的视角小于 1°，边缘有纤维结构。云体常呈白色，无暗影，暗夜呈灰黑色，云块很薄，能透过日光、月光和较亮的星光。

(3)卷层云(Cs)

卷层云云底呈幕状，常见纤维结构，水平分布范围较广，常遮蔽全部天空。云体常呈乳白色，在暗夜则为灰黑色，能透过日光、月光和星光，较厚的云层使日光、月光明显减弱，但可较清楚地看到日月轮廓，地(船)上物体有影，常见晕。卷层云通常不会降雨雪，但在我国北方和西部高原地区的冬季，有时可降小雪。

卷层云分为毛卷层云和匀卷层云两类。云幕厚薄不均，纤维结构明显的卷层云为毛卷层云；云幕厚薄均匀，纤维结构不明显的卷层云为匀卷层云。

2.1.2.2　中云族

中云族的云，中纬度地区云底高通常在 2500～6000 m 之间。

(1)高积云(Ac)

高积云云体呈块状、片状或者球状。云块有时孤立分散，有时成群、成行，形似田垄或者波浪，云块视角一般为 1°～5°。云块常呈白色或者灰色，中部较阴暗，云体透光程度差别很大，薄的部分能看出日月轮廓，厚的部分分辨不清日月位置。有时会在高积云上出现华或者彩虹，偶尔降零星雨雪。

高积云分为透光高积云、蔽光高积云、荚状高积云、积云性高积云、絮状高积云和堡状高积云六类。透光高积云的云块个体明显，排列较整齐，云块之间有间隙，可见蓝天或者上层云，即使无缝隙，但大部分云块都比较明亮，能辨别日月位置。蔽光高积云的云块密集，排列不规则，大部分或者全部云层没有缝隙，不能辨别日月位置，偶尔有间歇性降水。荚状高积云的云块呈豆荚形或者椭圆形，轮廓分明，生消变化较快。积云性高积云由衰退的浓积云或者积雨云崩溃解体而成，云块大小不一致，顶部具有积云的特征。絮状高积云的云块顶部凸起，底部不在同一水平线上，个体破碎似棉絮团，多呈白色。堡状高积云的云块顶部凸起明显，底部并连在同一水平线上，形似城堡或者长条形的锯齿。

(2)高层云(As)

高层云的云底呈均匀的幕状，常有条纹结构。水平分布范围较广，常遮蔽全部天空，昼间呈浅灰色或者浅蓝色，夜间呈黑色，隔着云层通常能隐约地辨别日月的位置。高层云有时能降雨雪或者产生雨幡、雪幡。

高层云分为透光高层云和蔽光高层云两类。透光高层云的云层较薄，透过云层看日月如同隔着一层毛玻璃，可见日月位置，但其轮廓模糊。蔽光高层云的云层较厚，且厚度差异较大，厚的部分看不清日月位置，薄的部分有时可大致辨别日月位置。

2.1.2.3　低云族

低云族的云，中纬度地区云底高通常在 2500 m 以下。

(1)雨层云(Ns)

雨层云的云底呈均匀幕状,模糊不清,常伴有碎雨云,有时两者融为一体。水平分布范围很广,遮蔽全部天空,云层很厚呈暗灰色,无法分辨日月的位置。雨层云常降连续性雨雪,有时有雨雪幡。

碎雨云也归为雨层云一属。碎雨云的云体呈破碎的片状或者块状,形状极不规则,云片呈灰色或者深灰色,移动较明显。随着上面云层降水的持续,云量增多,碎雨云也可聚集成层。

(2)层积云(Sc)

层积云的云体呈块状、团状、片状或者条状,云块较大,其视角多数大于5°,有时孤立分散,有时成群、成行,形似大海中的波涛。云体多呈灰色或者灰白色,有时呈暗灰色,云层各部分的透光程度差别很大,薄的部分能看出日月的轮廓,厚的部分分辨不出日月的位置。有时出现华,可降间歇性雨雪。

层积云分为透光层积云、蔽光层积云、荚状层积云、积云性层积云和堡状层积云五类。透光层积云的云层较薄,云块排列较整齐,云块之间有缝隙,可见蓝天或者上层云,或者虽无缝隙,但是大部分云块都比较明亮,能辨别日月位置。蔽光层积云的云层较厚,云块密集,无缝隙,常布满天空,不能辨别日月位置,有时可降间歇性雨雪。荚状层积云的云体中间厚,边缘薄,形似豆荚,个体分明,孤立分散。积云性层积云由衰退的积云或者积雨云崩溃解体而成,或者由微弱的对流作用直接形成,云块大小不一致,呈扁平的长条形,顶部具有积云的特征。堡状层积云的云块顶部凸起似积云,底部并连在同一水平线上,形似城堡。

(3)层云(St)

层云的云底很低,呈均匀的幕状,像雾,但不接触地面(海面),常笼罩山顶或者较高的建筑物。昼间呈灰色或者灰白色,夜间地面有灯光照映或者有积雪反光时,多呈白色或者淡红色,无灯光照映时,呈黑色。层云有时降毛毛雨或者米雪。

碎层云也归为层云一属。碎层云的云体呈片状,支离破碎,形状极不规则,云体常呈灰色或者灰白色。碎层云的云片较薄,有时不易发现,移动特别明显,可在短时间内布满全部天空。

(4)积云(Cu)

积云的云体像小山和土包,底部平坦,顶部凸起,凸起部分呈弧形或者花椰菜形,云块间互不相连,个体明显。云体被阳光照耀的部分洁白光亮,云底常呈灰色或者深灰色。在我国高原和严寒地区,积云可由冰晶构成,云体有纤维结构,呈白色或者灰白色。

积云分为淡积云、碎积云和浓积云三类。淡积云的云块垂直向上发展不旺盛,其厚度小于水平宽度,从侧面看似小土包。碎积云的云块破碎,中部稍有凸起,形

状多变。浓积云的云块垂直向上发展旺盛，庞大臃肿，从侧面看像小山和高塔，云顶成团升起，形似花椰菜。当浓积云位于天顶时，仅见巨大的块状底部。浓积云有时产生阵性降水。

(5)积雨云(Cb)

积雨云的云体很厚，垂直发展极盛，远看像耸立的高山，顶部具有纤维结构，有时平衍呈马鬃状或者铁砧状，云底混乱，常呈悬球状、滚轴状或者弧状。云底多呈铅黑色，云下常有低而破碎的云，布满天空时，天空显得非常阴暗，并常伴有雷暴、降水(或者呈幡状)，有时会产生飑或者冰雹，偶尔有龙卷，常伴有风和气压等要素的显著变化。我国高原地区，在气温很低的情况下，积雨云全部云体可由冰晶构成，呈纤维结构，颜色灰白。

积雨云分为秃积雨云和鬃积雨云两类。当积云顶部圆弧形轮廓的部分或者全部模糊，或者出现了少量的云丝但尚未扩展开来时，为秃积雨云。当积云顶部有明显的纤维结构，且扩展成马鬃状或者铁砧状时，为鬃积雨云。鬃积雨云的云体水平分布范围较广，往往不见云顶，仅见云底。鬃积雨云的云底十分混乱，有时与雨层云十分相似。

2.2 云的形成与外形特征

云的外形和形成云的物理过程是密切相关的。因此为了更好地识别云状，对云进行归类判别，有必要对形成云的主要物理过程作一介绍。

形成云需要两个条件，一是空气中水汽达到饱和，二是大气中存在凝结核或者冰核。通常实际大气中不缺乏凝结核，因此形成云的关键是使水汽达到饱和。使水汽达到饱和主要有三种方式：一是水汽含量不变，空气降温冷却；二是温度不变，增加水汽含量；三是既增加水汽又降低温度。但对于云的形成来说，降温过程是主要的过程。降温的方式常见的有上升冷却、直接冷却和水平混合冷却，其中上升冷却是成云的主要过程。

引起空气上升的原因很多。如地面受热不均会产生热对流，而冷气团流经暖地面，或者上层有冷平流下层有暖平流，也会造成对流现象的发生。当暖湿空气遇到与冷重空气相邻的倾斜界面或起伏不平的山坡时，常常被迫在这些倾斜面或山坡上产生滑行上升。而在低气压区由于流场的辐合，则可产生大规模的上升气流。在逆温层上下，由于空气密度和风的不连续，当空气流动时极易产生波状运动，在波峰处空气上升。

不同的物理过程往往会形成形态各异的云。对流现象发生时，较暖空气上升到凝结高度就开始凝结成云。这样的云边界轮廓一般比较分明，底部在一个水平

面上，称为积状云，如积云、积雨云等。由于对流运动的强度不同，对流云垂直发展的厚度也不相同。如图2.1所示，当对流高度超过凝结高度时，开始凝结形成云，此时云的厚度不大，但当对流继续向上发展时，云体也变厚，当对流高度达到冻结高度以上时，云顶开始冰晶化，云顶轮廓开始模糊，就进入积雨云阶段，对流再继续发展达到对流层顶，遇到对流层顶的抑制，冰晶化的云顶开始平展形成砧状，或在气流的吹动下形成马鬃状。当对流运动发生在高空时，可在高空形成对流云，如絮状、堡状高积云以及对流性的卷云。对流性卷云在好天气情况下，常分布在冷高压区对流层的上部；在坏天气情况下，常出现在锋面、气旋或者台风等系统的前方。因此当卷云云量逐渐减少时，预示未来有好天气；而当卷云逐渐增多增厚，看不清明显的卷云结构时，常是坏天气来临的预兆。

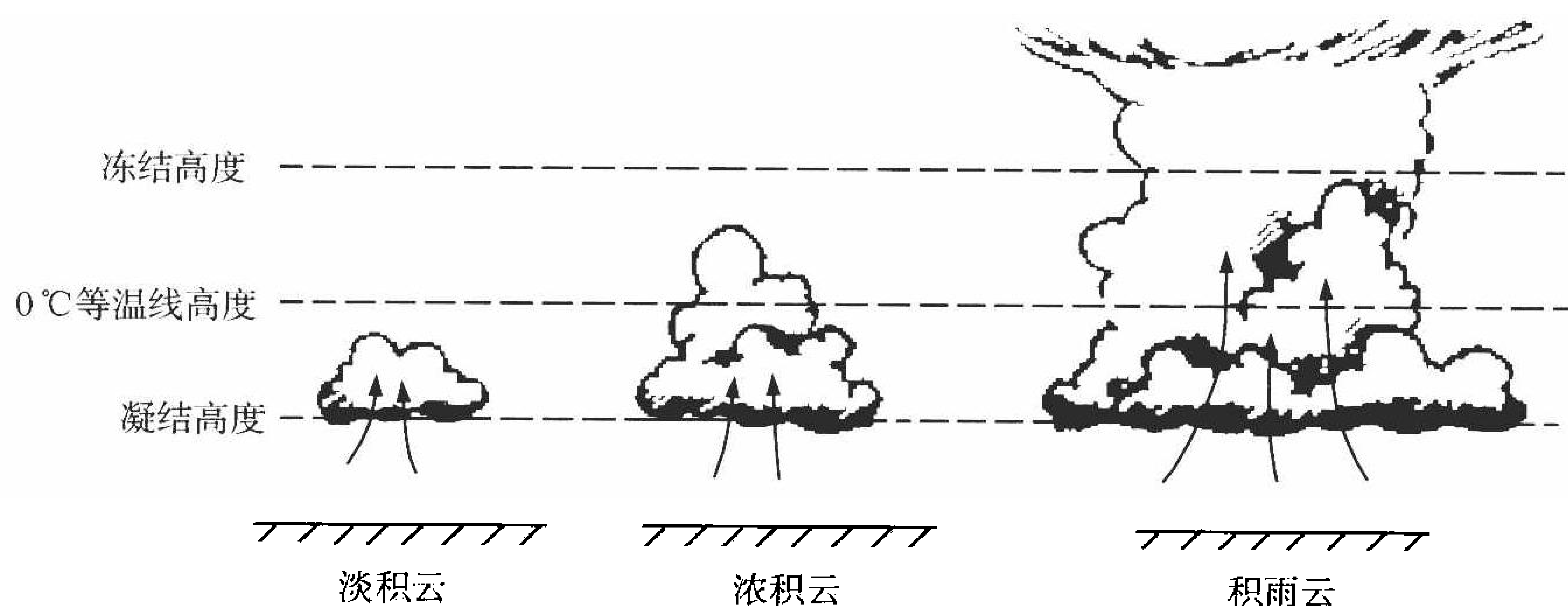


图2.1　积状云形成过程

暖湿空气沿着山坡或锋面滑行上升，可以在广阔的范围内形成卷层云、高层云和雨层云等连续云层。通常，当暖锋移来时，可以先后见到Ci、Cs、As tra、As op和Ns，图2.2所示为典型暖锋云系分布。对于第一型冷锋，即当暖空气在移来的冷空气楔上作有规则的上滑时，则所见云状与暖锋云系先后顺序相反，可以先后出现Ns、As op、As tra、Cs、Ci。

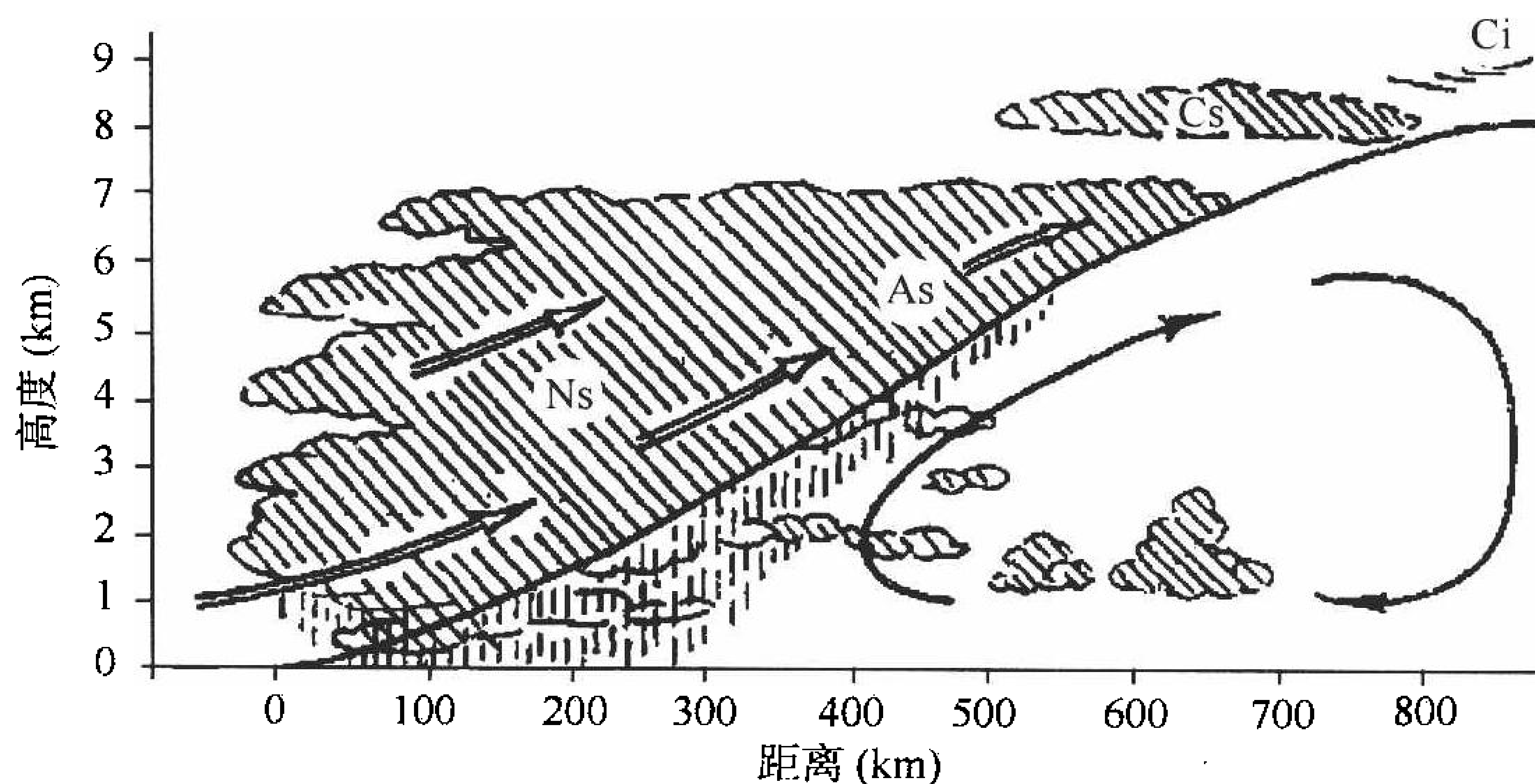


图2.2　暖锋云系分布

当逆温层附近出现波状运动，且逆温层下部空气接近饱和时，在波峰处空气因上升冷却形成云，而在波谷处空气因下沉增温则不易成云，如图 2.3 所示，从而形成了平行排列的波状云。当波动同时产生于两个不同方向时，由于波的相互作用，云便分裂成孤立的扁球状或者块状，云块成行成列排成有规则的形状，如图 2.4 所示。

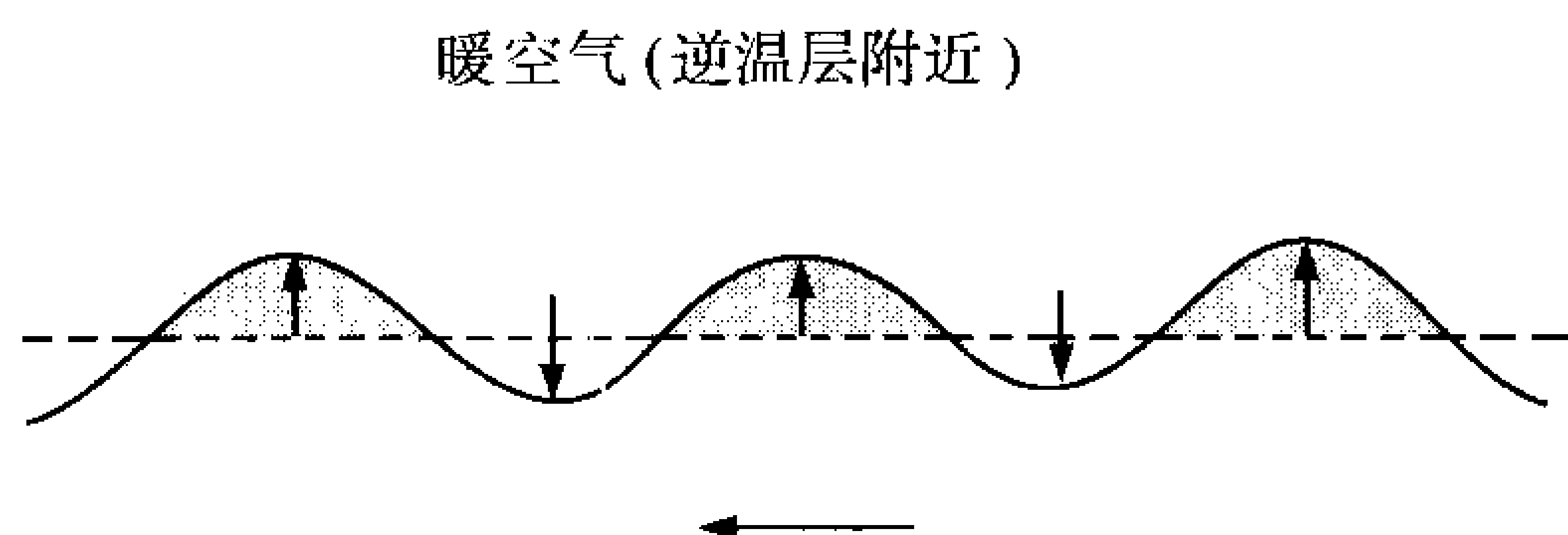


图 2.3 平行排列的波状云

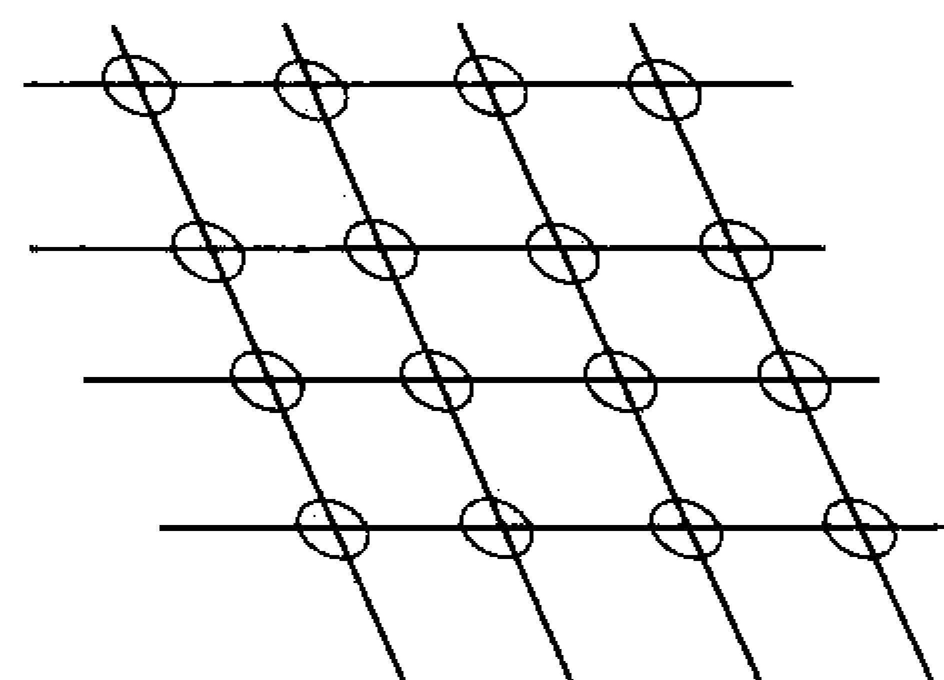


图 2.4 有规则的块状云系

除了上升运动引起空气冷却会形成云外，还可以由空气的辐射冷却、湍流交换和冷暖空气的互相混合或者直接增加水汽的方式而形成云。晴夜地面强烈辐射，导致近地面层空气冷却而形成雾，日间雾层抬升而形成层云。此外在形成的云层顶部因辐射冷却常使云层进一步加厚，或使云内层结不稳定而使云层发展。冷暖空气混合后，空气的水汽压有可能超过混合后空气温度下的饱和水汽压，从而凝结成云。当水滴从云层降落到下面气层中时，水滴蒸发增加下层气层的湿度使之达到饱和而成云。坏天气下的 Fn 就是这样形成的。

一些特殊的云状，如荚状云、堡状云、絮状云、积云性云和钩状云等，也是在特定的条件下形成的。

2.2.1 荚状云

荚状云多在局部上升气流和下沉气流会合处产生。上升气流带着暖湿空气，在绝热冷却的过程中凝结成云。但由于上空有下沉气流的阻挡，云体不能作充分地向上升展。另一方面，下沉气流的绝热增温又使云体的边缘发生蒸发，于是云体的边缘变薄了，使整个云体成豆荚状，如图 2.5(a)所示。

荚状云可出现在冷锋过后或第二型冷锋前方的暖空气中。冷锋过后，地面因太阳照射而增温，使局部空气上升并形成云。但因锋后冷空气原是稳定的，上空可能仍有下沉气流存在，这种下沉气流与造成云体的上升气流相会合就可形成荚状云。有时，在第二型冷锋前方的暖空气中，出现暖空气内部的界面。由于上空的暖空气常呈波状运动，气流有所升降，这样在界面气流会合处，也可能形成荚状云，如图 2.5(b)所示。这种荚状云以 Ac lent 居多，它的形成和消失通常都是比较快的。

气流受地形影响也可以形成荚状云，如图 2.5(c)所示。当气流过山时，在背风的下游往往形成波动，受影响的高度往往相当大。这时在波峰处气流促使凝结，而在离开波峰后就下降增温，云滴重新蒸发，因此云的位置未变，而组成云的空气却不断更换。

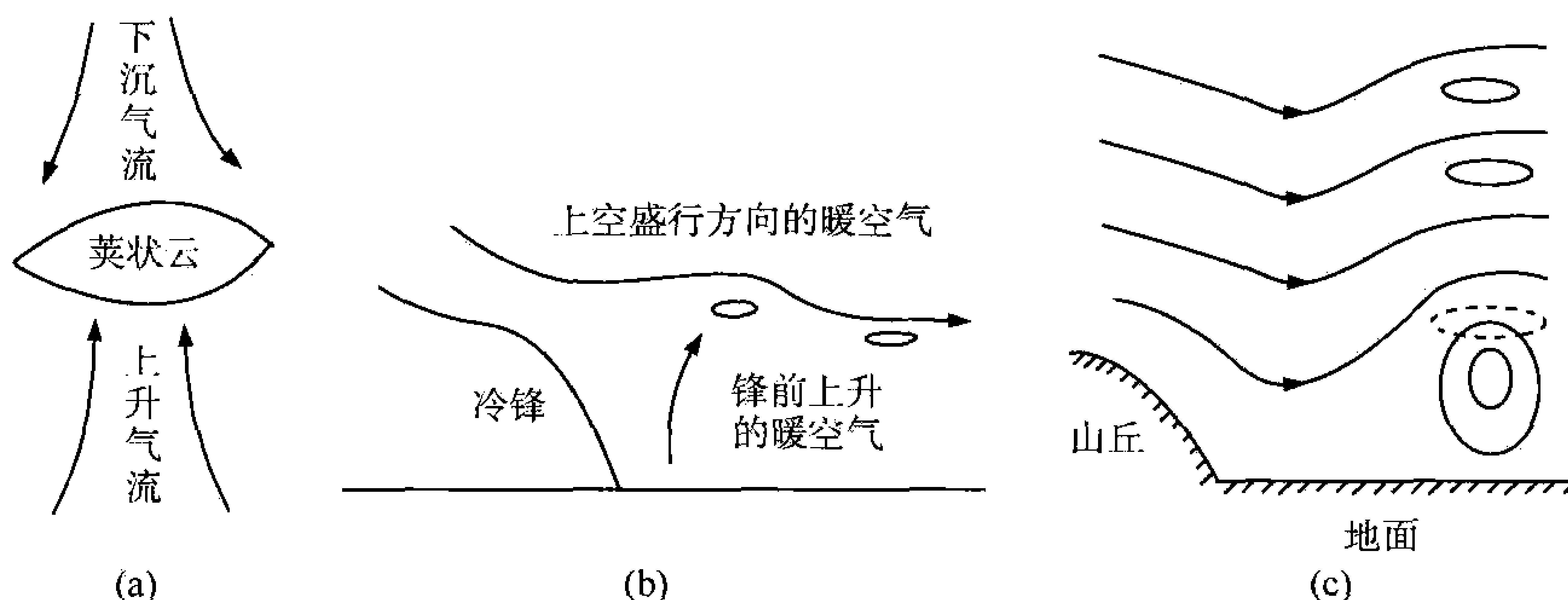


图 2.5　荚状云形成过程

2.2.2　积云状云

堡状云和絮状云是发生在中空的积云状云，它可以在低层空气比较稳定而中层不稳定的情况下产生，其顶部甚至可突破其上较稳定的逆温层。

堡状云从侧面看去具有水平长条形云底，顶部往往有好几个并列的圆柱形凸起，总体看好似城堡或呈小塔状，如图 2.6 所示。有时高积云或层积云内部产生缓慢小尺度对流，如果云层不甚厚的话，也可发展成堡状云。絮状云的形成原因与堡状云基本相同，只不过是湍流和对流更强更普遍，致使原来稳定的云层，因下沉气流或更强的湍流而破裂。故絮状云为一些孤立的积状小团簇，个体小而不均匀，边缘破碎，像破絮团似的不规则分布在天空。

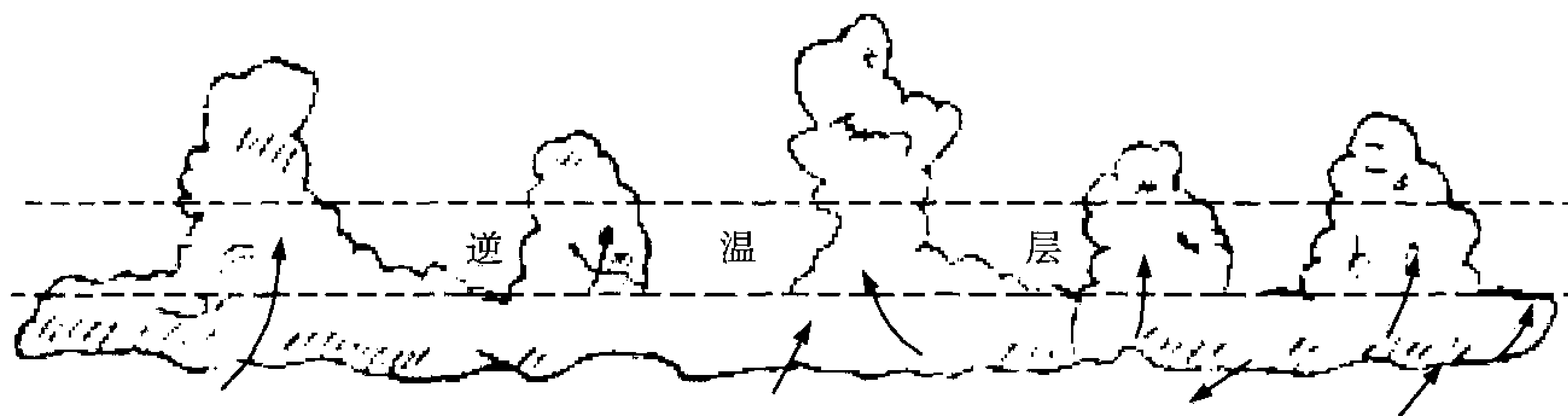


图 2.6　堡状云形成过程

2.2.3 积云性云

积云性云和积云状云的发展过程不同。例如 Sc cug 和 Ac cug 往往是由于强逆温层对垂直气流的阻挡作用,导致对流终止,从而使得 Cu 的顶部在逆温层或稳定层底水平展开,平衍成积云性云,如图 2.7 所示。

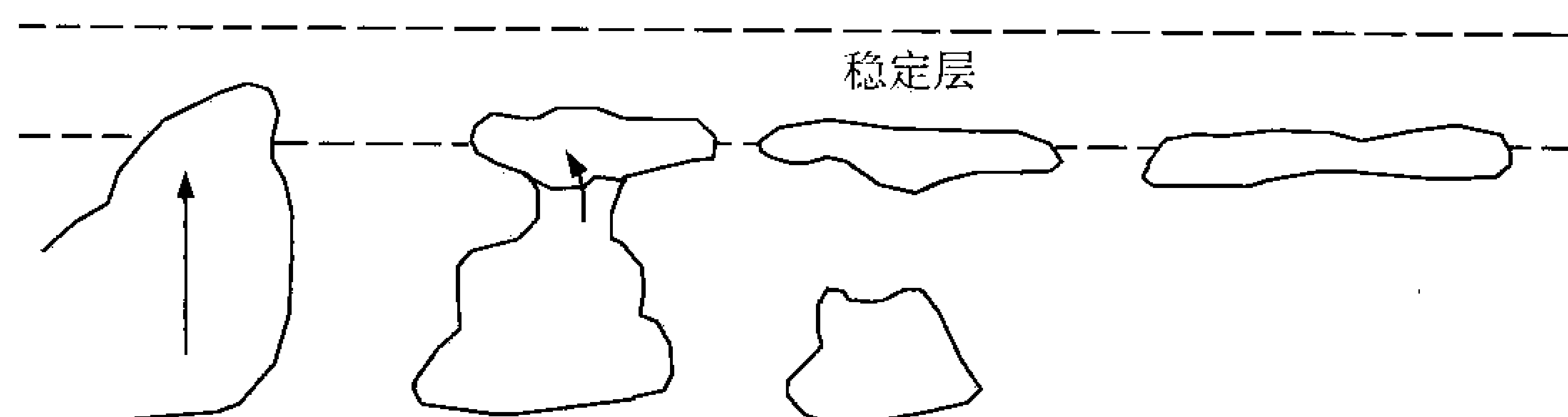


图 2.7 积云性云形成过程

2.2.4 钩状云

钩卷云的出现往往是由于冰晶云的下垂部分因高空风速有较大的垂直切变而使其远远地拖在首部的后方。又因为下垂冰晶云不断升华消失,形成像逗点状的钩卷云尾曳,如图 2.8 所示。由于大的水平风速垂直切变意味着大的温度梯度,而大的温度梯度往往伴随着锋面,因此成束的钩卷云连续地侵入天空,预示着未来有较大的天气变化。



图 2.8 钩状云形成过程

2.3 云状的观测

目前,云状的观测还主要以人工观测为主。同一块云,由于出现的位置不同(在天顶或天边,背景有太阳或没有太阳),大气透明度不同(有天气现象或没有天气现象),光照条件不同(早、中、晚),它所显示出的特征就有许多差别,这就给云状的观测带来了一定难度。

云状的观测应当选择在能看到全部天空及地平线的开阔地点或者平台上进行;天空出现数层、数类云时,应自下而上逐层逐类判定云状。白天阳光较强时,应戴黑色(或者暗色)眼镜;夜间应在远离灯光的暗处停留 5 min 以上,待眼睛适应环境后进行观测。入夜前,必须注意观测云的演变趋势,为夜间云状的观测提供依据。

2.3.1 云状观测的一般方法

云状的观测即是要确定出天空中所有云的类别,但有时只需要确定出云的属别即可。通常可先根据云的外貌、颜色、亮度、分布、移动以及云底高等情况,分清空中有几层云,是属于高云族、中云族还是低云族,是属于积状云、层状云还是波状云,然后按照表 2.2 确定出云的属别。最后再仔细观察云的细微特征,确定云的类别。

为了正确判定云的类别,首先要熟记云的基本特征和相似云的区别要点,建立起各种云的清晰图像,其次要掌握云状演变的规律,为云状的判定做好预先准备,最后要全面细致地观察云的各种特征,从云的外貌、结构、亮度、颜色、云块大小、云底高度以及伴见的天气现象和地面气象要素的变化等多方面进行分析判断。有可能时结合天气系统演变进行分析判断。

表 2.2　高、中、低云与积状、层状、波状云交叉排列表

云类 云族	积状云	层状云	波状云
高 云	Ci	Cs	Cc
中 云		As	Ac
低 云	Cu Cb	St Ns	Sc

云的外貌、结构和高度是判定云状的重要依据。不同的云具有不同的结构,例如卷层云的结构为纤维状,高层云的结构常为条纹状。层积云与高积云的结构虽然同是块、片、条状,但前者结构松散,单体边缘毛糙;后者结构紧密,单体边缘光滑。云底高度与云族具有一定的对应关系,当知道了云底高度后,再结合云的其他特征,即可方便地判定出云的类别。

云块大小也是判定云状的依据之一。在波状云的观测中,常用其云块视角的大小区分层积云、高积云与卷积云。用云块视角大小判定云状时,要注意云块视角大小与云所处高度有关。同样面积的云块,高度越高,视角越小。

借助对云的亮度和颜色的观察也有助于判定云状。云层越薄,透光程度越好,亮度越强;反之,云层越厚,透光程度越差,亮度越弱。太阳高度角越高,光线通过

云层的距离越短，云层越明亮；反之，太阳高度角越低，光线通过云层的距离越长，云层越暗淡。在云的观测中，常参照云层的亮度大致判定云的底部高度，云层越明亮，高度越高，越暗淡，高度越低。但要注意的是，云层亮度的变化并不能完全反映其底部高度的变化。当投射光的强度一定时，若云层移动且厚薄不均，或者云层厚度一定，投射光的角度变化时，这时云层的亮度就有较大的变化。在实际观测中，黎明、黄昏观云时，易误薄为厚、误高为低，就是这个缘故。

云的颜色主要决定于所接受光的颜色，不同种类的云，颜色有差异，不同高度不同时刻云的颜色也有变化。在白天通常的情况下，卷云洁白，卷层云乳白，卷积云白，高积云白或灰白，高层云浅灰或浅蓝，雨层云暗灰，层积云灰或灰白，层云灰或灰白，积云灰或深灰，积雨云铅黑。

有些云常伴见一些特殊的天气现象，例如积雨云常伴有雷电，而卷层云则常伴有晕圈，当出现这些天气现象时，则可利用它们来帮助判断云状。此外，有些云出现时，会引起近地层气象要素的特殊变化，根据这些气象要素的变化情况，也可以帮助判断云状。

在根据云的基本特征判断云状时，还需要注意云的地方性和季节性特点。同一种云，在不同地方和不同季节，其特征是有差别的，有的差别还很大。例如，在冬季，我国北方地区的卷层云可以降雪，但南方地区的卷层云则不可能降雪。在夏季，我国南方地区的浓积云可以产生强烈的阵雨，而北方地区则一般不可能出现这种情况。因此，要注意总结云的地方性和季节性特点。

当在夜间观云时，特别是在暗夜观云时，由于没有光亮，云状的很多特征看不到，给判定云状带来了很大困难，可根据天空星光的分布和亮度情况进行判定，平时应注意掌握不同季节天空星光的分布特点。傍晚时要注意云的高度、分布及演变趋势，利用云状的演变规律和出现的天气现象来帮助判定。

2.3.2 相似云的判定

在观测中常遇到一些相似的云，难以区别。对这些云需要全面地观察，仔细地分析对比，找出它们的区别点，才能作出正确判定。下面列出了一些相似云的区别要点。

(1)卷云与卷层云的区别

卷云连成片，或者出现晕时，易误认为卷层云。卷云云片即使相连，仍然能分辨出个体，云丝方向很不一致，各部分厚度不均匀；出现晕时，晕圈往往不完整。而卷层云水平分布范围广，云丝方向比较一致，各部分厚度较均匀，常见完整的晕圈。

(2)卷云与高积云的区别

当能见度较差，天边出现零散呈条状的卷云时，易误认为零散的高积云。卷云

云丝通常与地平线成斜交，像是从地平线上某一点发射出来的。而零散高积云在天边时，往往呈长条状，与地平线平行，而且云的边缘较卷云光滑。

高积云的云底较高且产生纤维状的下曳（幡）时，易误认为卷云。如果高积云母体尚存在，则判定为高积云；若高积云的母体消失，则判定为卷云。

(3)卷云与层积云的区别

在我国北部地区的冬季，出现较厚较低的卷云时，易误认为层积云。卷云云片的边缘有明显的纤维结构，其中部与边缘的厚度差异较小，移动不明显。而层积云的云块边缘模糊，无纤维结构，中部与边缘的厚度差异较大，云块排列较密集，移动通常较明显。

我国北部地区的冬季出现由冰晶构成的层积云时，易误认为卷云。层积云即使云块有纤维结构，但仍有圆浑的块状或条状特征，且颜色多为灰白，透光程度较小，云底较低，移动较明显。而卷云的纤维结构清晰，多为白色，或略带黄色，透光程度较大，云底较高，移动不明显。

(4)卷积云与高积云的区别

卷积云刚由卷层云蜕变而成且云块较大时，易误认为高积云。卷积云边缘有纤维结构，云体无暗影，出现和消失较快，存在时间较短。而高积云云块边缘较光滑，无纤维结构，云体中部常有暗影。

高积云很薄而且云块较小时，易误认为卷积云。高积云云块的视角多数大于1°，即使有较小的云块，也大部分集中在云层的边缘。而卷积云往往由卷云、卷层云蜕变而成，边缘处有纤维结构，云块的视角小于1°。

(5)卷积云与卷云的区别

卷积云的云块呈絮状或堡状时，易误认为卷云。卷积云的云块一般都比较小，多数云块的视角小于1°。而卷云的云片一般较大，其视角多大于1°。

(6)卷层云与高层云的区别

日出日没之际，较厚密的卷层云易误认为高层云。卷层云常出现晕，云层略呈黄色或略带红色，有纤维结构。而高层云不会出现晕，云层呈灰色，云底具有条纹结构。

高层云较薄且条纹结构不明显时，易误认为卷层云。有高层云时，看太阳轮廓不清，不感到刺眼，地面物体没有影子；在夜间常不见星月，云层呈深黑色。而有卷层云时，看太阳轮廓清楚，感到刺眼，地面物体有影；在夜间星月模糊可见，云层呈灰黑色。

(7)卷层云与层云的区别

黎明前后，呈灰白色的卷层云易误认为层云。卷层云能看出一些纤维结构，云层亮度均一，云底界线较清楚。而层云看不出什么结构，只能看出各部分明暗不

一，在日出方向的部分比较明亮，低层湿度比较大，云底界线较模糊。

我国北部地区的冬季，由冰晶构成的层云出现晕时，易误认为卷层云。层云除了遮蔽日月的部分呈白色外，其他各部分均为灰白色或灰色，低层湿度大，能见度差。而卷层云通常呈白色或略带黄色，纤维结构较明显。

(8)高积云与层积云的区别

高积云呈灰色且部分云块较大时，易误认为层积云。高积云云块的视角多数小于 5°，云块边缘较光滑。而层积云云块的视角多数大于 5°，云块边缘松散。

我国沿海地区出现回流层积云时，易误认为高积云。层积云结构松散，云块之间的缝隙模糊，云底高一般在 2500 m 以下，甚至只有几百米，移动较明显。而高积云结构常较紧密，云块之间的缝隙清楚，云底高在 2500 m 以上，云的移向与地面风向常不一致。

(9)高层云与高积云、层积云的区别

高层云出现缝隙和未布满天空时，易误认为高积云或层积云。高层云无论其出现多么大的缝隙和云量多少，其云底均匀和云层成幕状的特征仍很明显。而高积云和层积云云底不均匀，没有幕状的特征。

(10)雨层云与高层云的区别

雨层云的降水强度较小或云层较薄时，易误认为高层云。雨层云云底模糊，天地线不清，无法分辨日月的位置。而高层云云底界线分明，一般能清楚地看出天地线，有时可隐约地分辨出日月的位置。

(11)雨层云与层积云的区别

雨层云下面有大量碎雨云时，易误认为层积云。通过碎雨云的缝隙看雨层云的云底，没有块状个体，云层颜色阴暗，看不出日月位置，且常降连续性雨或雪。而层积云云底呈块状结构，云层透光程度差别较大，薄的部分有时可看出日月的位置，常降间歇性雨或雪。

(12)碎雨云与碎层云的区别

在降水之前形成呈薄片状的碎雨云时，易误认为碎层云。碎雨云上面有降水云层，常在雨层云、高层云、积雨云或较厚的层积云形成之后出现。而碎层云上面没有降水云层，常在层云形成之初或消散时出现，有时则由雾抬升而成。

(13)碎雨云与层积云的区别

碎雨云聚合成层，云底呈波浪状时，易误认为层积云。碎雨云云块较破碎，形状多变，云底波浪状结构不规则。而层积云云块较完整，形状少变，云底波浪状结构较整齐。

(14)层云与高层云、雨层云的区别

层云布满天空且厚度较大时，易误认为高层云或雨层云。层云出现比较突然，

出现之前通常没有中云和别的低云，云层各部分的明暗程度不一，有时可看出明显的移动，云下没有雨幡或雪幡，且低层湿度较大，能见度差。而高层云和雨层云多为系统发展的高云或中云演变而来，不会突然出现，云层各部分的明暗程度大体一致，移动不明显，云下常有雨幡或雪幡。

(15)碎层云与碎积云的区别

当碎层云的厚度较大时易误认为碎积云。但碎层云的颜色较深，云体没有凸起现象。而碎积云呈白色，与淡积云有联系，云体中部凸起。

(16)积云与层积云的区别

当积云聚集在天边云底重叠时，或者某一块积云在天顶时，易误认为层积云。但积云底部较平坦，顶部明显凸起，云体中部呈暗灰色，边缘呈白色。而层积云的云块多呈扁平状，中部与边缘的颜色差别不大。

(17)积雨云与雨层云的区别

积雨云布满天空，云底模糊且无雷暴、降水时，易误认为雨层云。积雨云的云层厚度差异很大，天空时明时暗，云底常呈暗黑色。而雨层云的云层厚度比较一致，天空亮度均一。

(18)积雨云与层积云的区别

积雨云波浪起伏，尚无雷暴和阵性降水时，易误认为层积云。积雨云的云底呈悬球状或滚轴状，云层很厚，颜色深黑，常有雨幡或雪幡。而层积云的云底块状明显，常呈波浪状，云层较薄，颜色多呈灰色或灰白色，偶尔有雨幡或雪幡。

2.3.3　云状的演变

云状的演变是常见的。云状的演变通常有两种含义，一种是云体自身的演变，如云的增厚、变薄、衍生扩展或蒸发消失等，另一种是随着天气系统的移动，不同种类的云依次经过测站上空，使得看起来像是云在发展变化。了解了这两种演变规律，有助于我们对云的正确判定。图 2.9 和图 2.10 分别表示了对流云和非对流云的一般演变规律。从图 2.9 可以看出，当低空有对流发生时，易形成 Fc 或 Cu hum，对流进一步加强则形成 Cu cong、Cb calv 或 Cb cap，当对流发展遇到阻挡时，则易转化成 Sc tra 、Sc cug、Ac cug 或 As op 和 Ns，Cb cap 的云砧部分则蜕变为 Ci not、Ci dens 或 Cs fil 等。从图 2.10 可以看出，雾抬升或低层大气冷却易形成 Fs 或 St，进一步抬升后可形成 Sc，Sc tra、Ac tra、As tra 与 Sc op、Ac op、As op 之间可以相互转化，大片气层缓慢抬升可形成 Ns、As op、Cs fil 等层状云层，在层状云层上出现波动或扰动后，转化为 Sc op、Ac op、Cc 等波状云层。

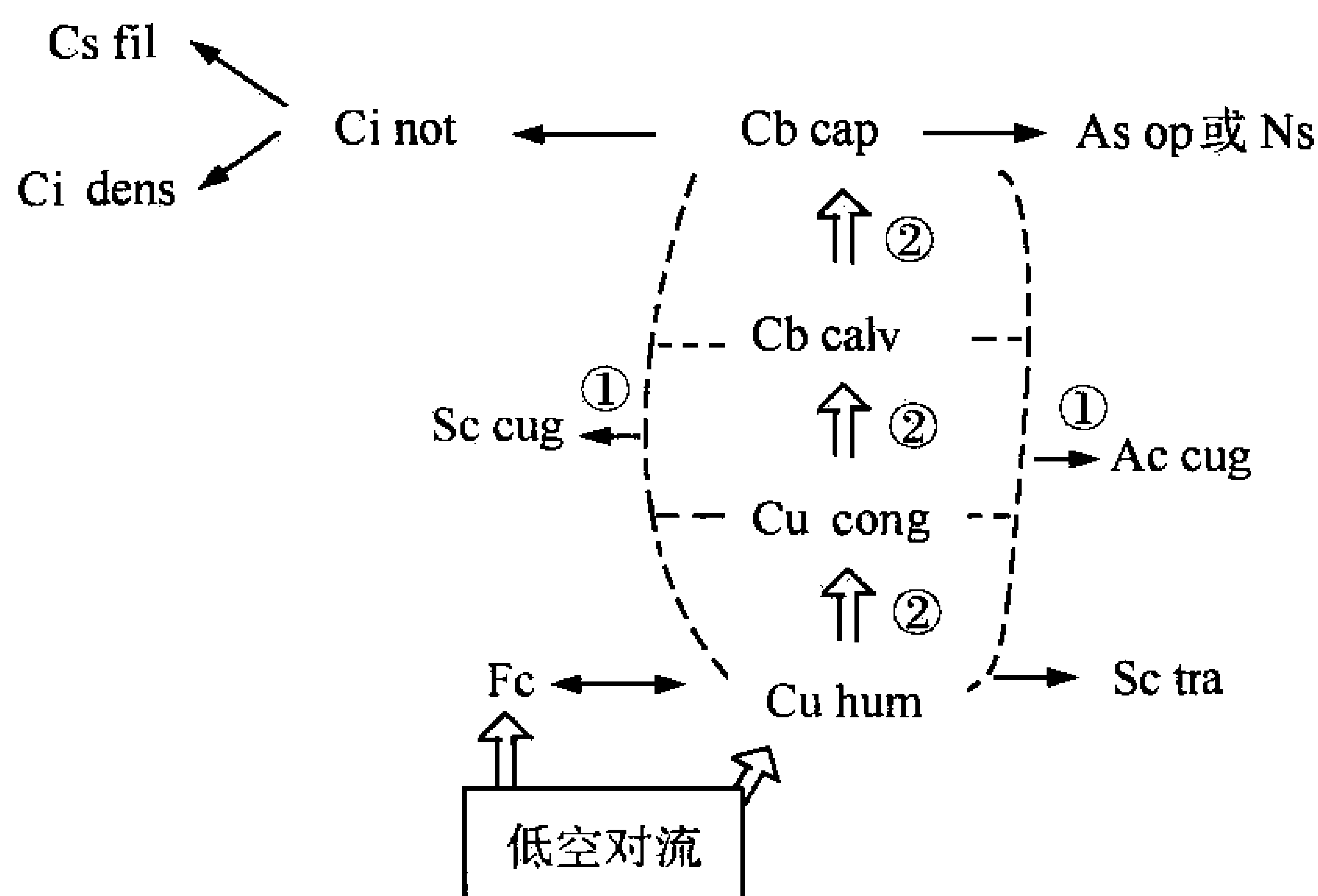


图 2.9 对流云演变规律

①对流减弱;②对流增强

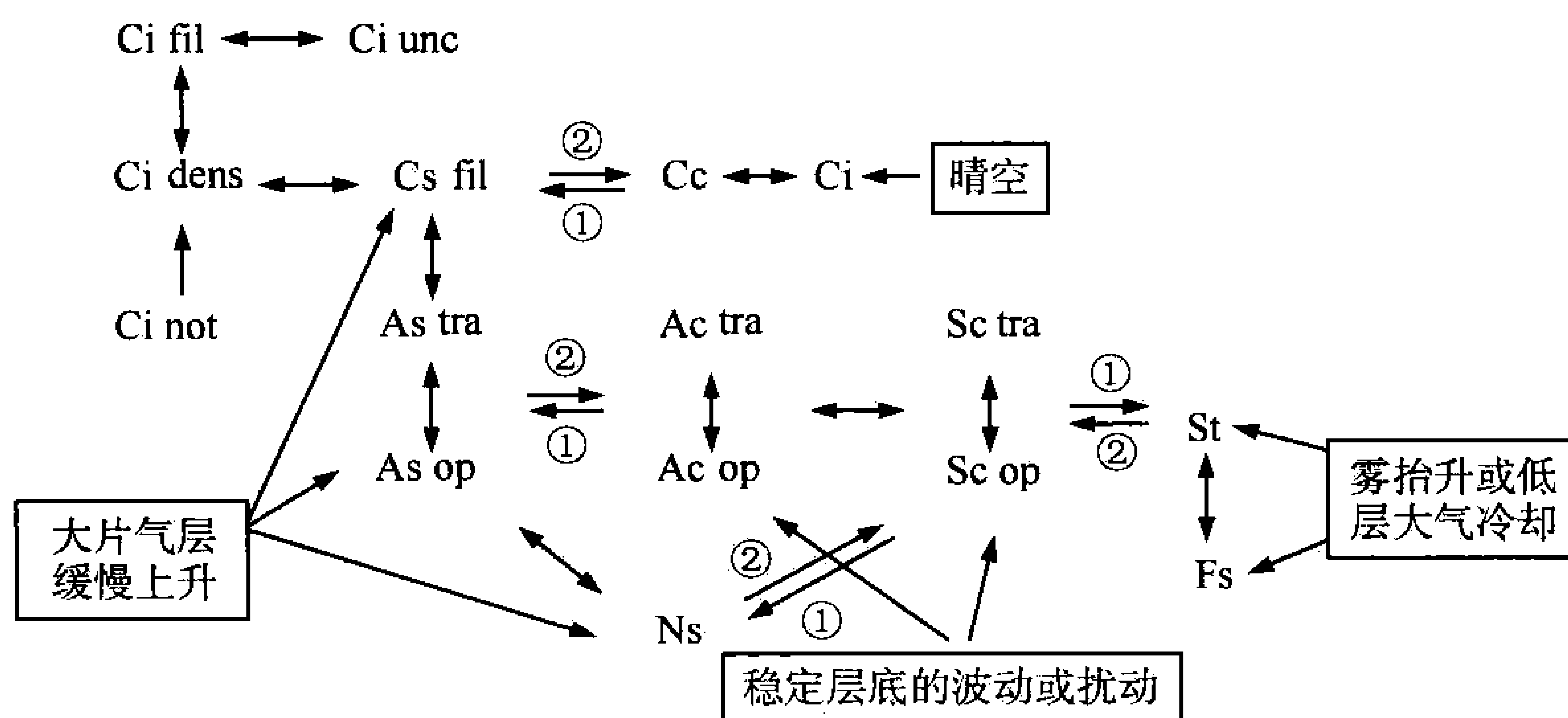


图 2.10 非对流云演变规律

①波动减弱;②波动增强

2.4 云量的观测

云量是指云遮蔽天空视野的成数,我国用 10 分量制表示,国际上常采用 8 分量制表示。当采用 10 分量制时,将视天空划分为 10 等份;当采用 8 分量制时,将视天空划分为 8 等份。当视天空全部被云遮蔽时,云量为 10 成。当天空有云,全部被云遮蔽,但还有少量蓝天缝隙时,云量为 10^- 成。当天空无云时,云量为 0 成。当天空有云,但不足 0.5 成时,称为微量。云量有视云量和单独分云量之分。观测者从地面所见到的云层遮蔽天空的成数,称为视云量。实际云层所遮蔽天空的成数,称为单独分云量。当云层不被下面的云层遮挡时,视云量与单独分云量相同;当云层被下面的云层遮挡时,视云量小于单独分云量。通常采用视云量表示云量。

云量的多少与云层实际面积不同。同样面积的云层,其高度不同,所观测的视云量也不同。云量的多少与云相对于观测者所张的立体角大小有关。

观测云量时,通常要观测总云量、低云量和每类云的分云量。总云量是指不区分云的属类和层次,天空所有云共同遮蔽天空的成数。低云量是指所有低云族的云共同遮蔽天空的成数。观测每类云的分云量时,应自下而上逐层观测每一类云的可见部分遮蔽天空的成数;如果上层云的一部分被下面的云层遮蔽,则只需观测上层云的可见部分遮蔽天空的成数。以视云量表示分云量时,各类云的分云量之和等于总云量。

2.4.1　云量的目测

云量通常采用目力估计,但目前已研制出多种测量云量的仪器和方法,如全天空数字摄像机。

目测云量时,可采用补贴法、等分法或球带法来进行估计。夜间观测云量时,可根据星光被云层遮蔽的情况来判定。通常,有云处见不到星光,或者只能模糊地见到个别星光。

(1)补贴法

天空云的分布在多数情况下是分散和不规则的。为了便于估计云量,观测时以主要云区为基础,将其余零散的云加以聚合、补贴在一起,以得到较为集中的云区,并以此估计其占天空的成数。如图 2.11,圆圈表示整个天空,阴影部分表示云量,在这种情况下,将 A' 部分"补贴"到 A 处,B' 部分"补贴"到 B 处,显然云层恰好遮蔽全天 1/2,即云量为 5 成。

(2)等分法

等分法,是用手臂的夹角来划分的。图 2.12 上两条实线箭头代表两臂,图中 A、B 分别表示两臂夹角为 180°和 90°。通过头顶,人眼所看到手臂夹角部分的天空,即为全天的 1/2 (5 成)和 1/4(2.5 成)。

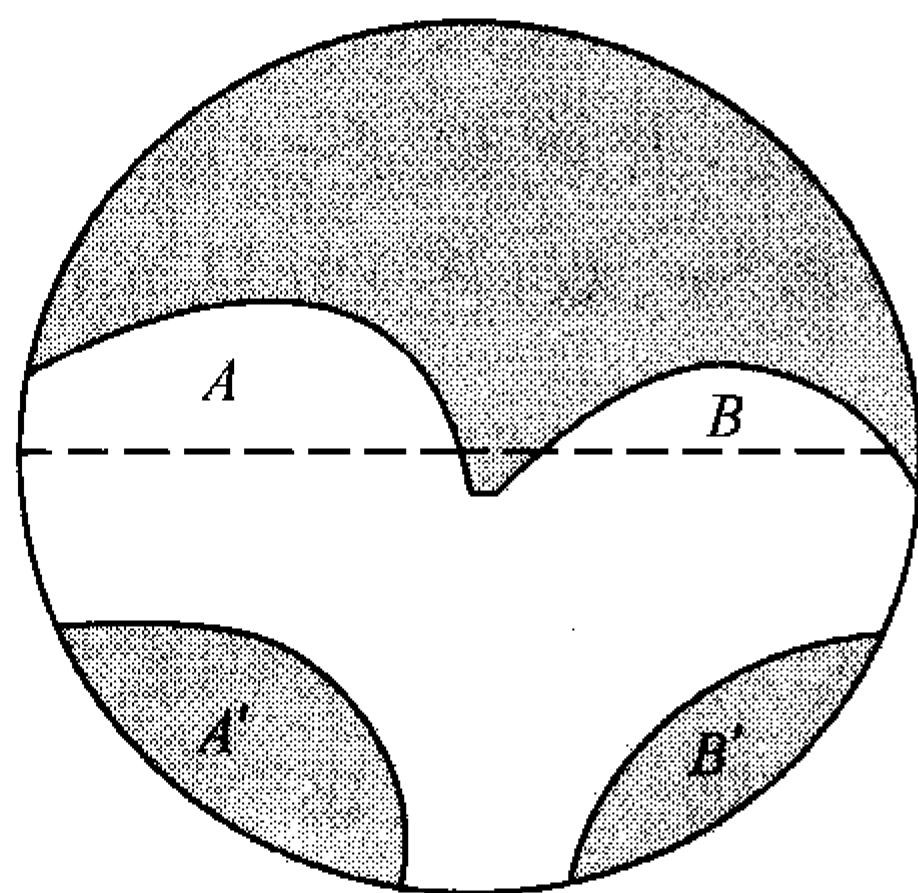


图 2.11　补贴法示意图

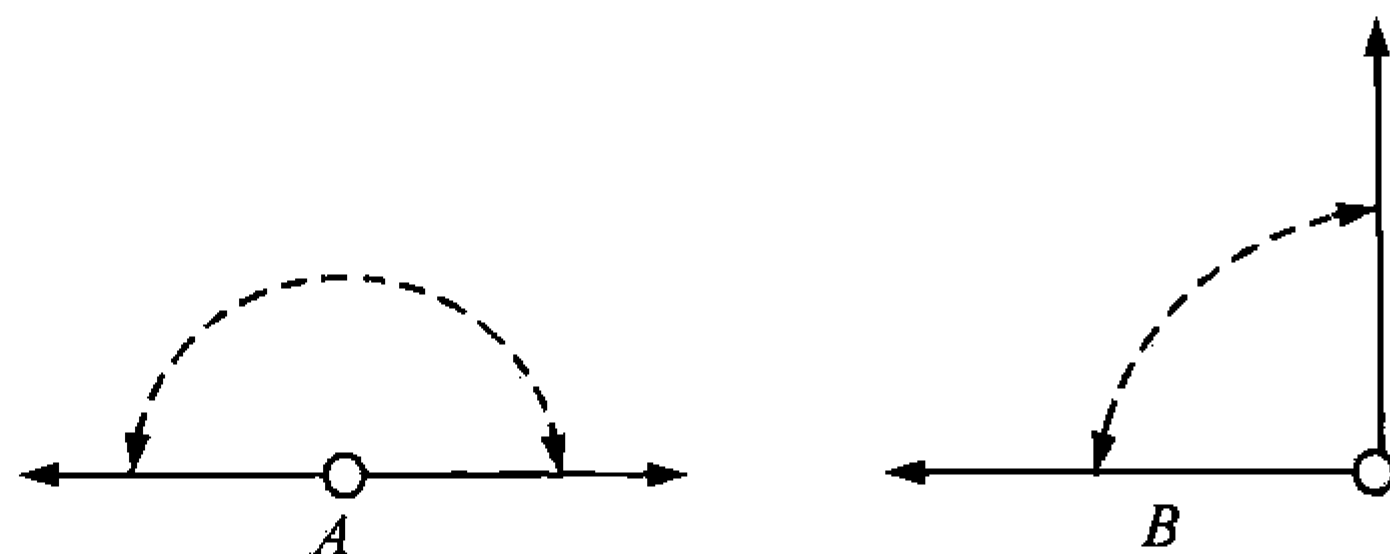


图 2.12　等分天空示意图

(3)球带法

球带法是将天空当作一个半球形的球面。依据几何原理，若把天空半球按其高度匀分为 10 个水平的球带，则此 10 个球带的面积是相等的，各占 1 成天空。图 2.13 是球带的平面图。可以看出：最下一个球带的上限仰角的正弦值近似 0.1，对应的仰角约为 6°，其余可类推。

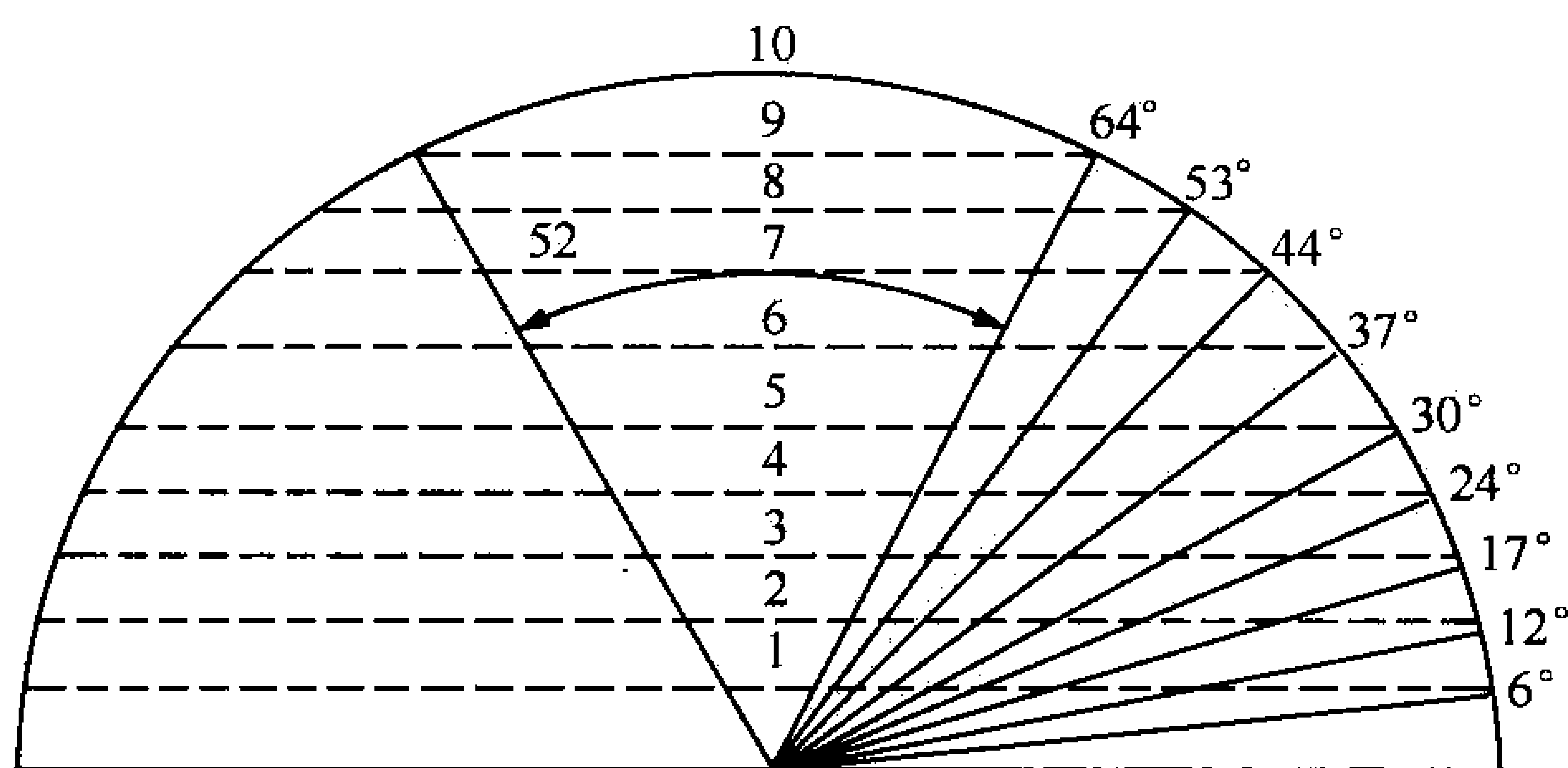


图 2.13 球带法示意图

观测云量时，将手臂平伸用中间三指宽(相当 5°～6°)沿地平线一周，则这部分球带的面积相当于云量 1 成；用同样的作法，伸出五指(相当 10°)、一掌长(由中指尖至腕部约 20°)去量度天空，则分别相当云量 2 和 3 成；若是位于天顶附近的孤立云块，则可将两臂向上伸，用略大于一臂长所相当的圆锥角(50°)去量，对应的云量约为 1 成；对出现于某一方的云(或蓝天)，可将分布于某一方向的云层(或蓝天)补贴为球带的一段，估计其占球带的几分之一，再根据仰角，折算出云量。

用球带法观测云量是有局限性的，通常适用于在地平线附近的云。在实际观测中，应注意综合利用这些方法，以便正确估计云量。

2.4.2 云量的器测

云量的目测主观性强、精度不高，且夜间观测困难，白天夜间很难取得准确度一致的结果。世界各国均进行了云量器测方法的研究，并取得了一定进展。目前国际上对云量的器测，方法主要有三种：可见光全波段法、双(多)可见光波段法、红外辐射法。

所谓可见光全波段法，即直接采用照相机对天空进行拍摄，获取天空可见光亮度分布，并根据可见光亮度分布判别云的存在。当天空某部分视野内有云时，天空亮度减小，从而区分云和晴空。1970—1980 年代我国上海宝山气象站研制了 BS-794型全天摄影仪，利用仪器的影像进行网格求和计算云量。为了获得全天空的图像，一般采用大视场的鱼眼照相机。美国 Yankee 环境系统公司(YES)研制

的全天空成像仪TSI(Total Sky Imager)也是一种利用可见光全波段测量云量的仪器。近年来,国内外利用日趋成熟的CCD成像技术测量云量的研究取得了较明显的进展。利用单一的可见光天空亮度,只能得到白天云量的信息。

为了解决夜间云量测量的问题,人们发展了利用双(多)可见光波段和红外辐射进行云量测量的方法。美国加利福尼亚大学研制成功了一种总天空成像仪WSI(Whole Sky Imager),它通过测量天空650 nm和450 nm两个窄波段的可见光辐射来确定天空是否有云,从而确定云量。通过特殊的内部校准、太阳月亮位置计算和遮蔽等措施,可对白天夜晚进行云量连续测量。

随着红外技术的发展和广泛应用,有人利用安置在一个二维活动支架上的辐射测温仪通过测量天空的红外辐射强度来进行云量的测量。比利时的Gillotay和法国的Besnard改进了这种方法,同时安装多个传感器来观测天空,用于提高云量测量的实时性。这种通过测量天空红外辐射强度的方法不仅可以得到云量,还可以进一步对云底高度和云族加以识别。目前国内也在开展此方面研究工作,并取得了较大的进展。

在地基云量器测方法研究的同时,随着气象卫星投入业务使用,空基云量的观测方法也得到了发展。目前已利用红外、水汽、可见光卫星遥感资料,通过云的识别技术来估计云量。但由于从卫星上所观测的云量,与从地面向上观测的云量的空间分辨力差别较大,同时为了对卫星所观测的云量进行验证,发展地基云量自动观测方法是非常有必要的。下面介绍几典型的云量测量仪器。

(1)数码CCD相机

采用带有鱼眼镜头的数字相机拍摄全天空图像,对图像进行处理并分析,可获得云量信息。将数码CCD相机安装鱼眼镜头,将其对天顶拍摄时,可将全天空半球成像于像平面上为一圆。圆内任一点的半径值和方位角值,对应于天空中相应的天顶角和方位角。鱼眼镜头是一种特殊的镜头,它对从1 m到无穷远处的物体都能成清晰的像,其焦距一般小于15 mm,视场可达180°,有时甚至可达220°。

依据可见光图像计算云量,关键是要区别出云与蓝天。可采用下述几种方法:

1)RGB(红绿蓝)值大小。根据三原色原理,自然界的可见颜色可以用三种原色(基色)按一定的比例混合得到,反之,任意一种颜色都可以分解为三种原色。这三种原色即红(R)、绿(G)、蓝(B)三色。利用图像处理软件对所拍摄的典型图像的各像素做RGB值分析,初步分析"云点"与"非云点"所呈现出的RGB分布,并作出相应的灰度分布图,利用云与蓝天点的RGB值的差异来区分云和蓝天。

2)RGB空间分布特性。根据蓝天和云天图像的等灰度值分布或等蓝色值分布的差异进行云的判别。通常晴空的蓝色成分分布较有规律。对于理想大气,在无云的晴天下,图像中各像素的RGB分布应是对称的,对称轴为太阳中心和图像

中心连线。因此,可以从对称性上来分析图像,从其对称位置的像素的特性来判断是否是云。

3)天空蓝色与亮度值的比值。一般说来,地面气溶胶层、雾等不很严重时,人眼所见的晴空总应呈蓝色,同样相机成像也应如此。因此,可从蓝色值与亮度值的比值上来分析图像,获取判断云点、区分蓝天和云的阈值。

霍娟等曾利用数码 CCD 相机拍摄的近 350 幅图像做了云量自动识别的试验。与观测员的记录对比结果表明:①能见度≥15 km 时,云量计算结果误差平均小于10%;②3 km<能见度<15 km 时,人工云量观测为 6～10 成时,计算结果误差平均小于 10%,人工云量观测为 3～6 成,计算结果误差平均小于 15%,人工云量观测为 1～3 成,计算结果误差平均小于 20%;③能见度<3 km 时,由于所拍摄到的图像效果很差,此时肉眼判断天空中云的能力也较弱,因此未作比较。

利用全天空数字相机代替人眼观测云量,在绝大多数情况下效果很好。但是,天空状况千变万化,当云量较多、云间间隙小时,太阳受云的遮挡,图像亮度较低,“云点”与“非云点”的 RGB 值也相当接近,因而判断依据的选择很困难。

利用 CCD 成像技术判断云量,其误差来源主要有:

1) 当大气中有霾、扬沙、沙尘或雾等存在时,无云的天空受其影响,所成像的像素 RGB 值间的差距缩小,采用以 B(蓝色)与亮度的比值来作为主要判断时,比值的减小就有可能将其误判为是云类的点,这使得云量的计算值偏大。

2)太阳越接近天顶,其散射辐射所占的相对比重减小,图像上在太阳周围的点,亮度变大,各像素的 RGB 值间的差值缩小,这也使得对云量的计算值偏大。

3)天空中卷云类的薄云,成像时较难分辨,在判据的选择上容易与蓝天的判断标准相抵触,对此类云的计算会出现误差。毛卷云,尤其是成丝缕状、较薄的云类,相机目前的分辨率不足以很好地将其在图像上表现出来。

4)采用对称性来判断云时,从理论上讲是可行的,但它有一前提条件,即太阳的中心点必须找准,一旦中心点有了偏差,对称轴出现问题,必然导致云量计算上的误差。

(2)全天空成像仪

图 2.14 为美国 Yankee 环境系统公司生产的 TSI-880 型全天空成像仪。它是由向下观测的固态 CCD 成像仪获取被加热的半球形旋转镜面上形成的天空图像进行云量测量的。安装在镜面上的横梁阻挡了强烈的太阳直射光线,从而保护了成像仪的光学镜头。内置的图像处理算法将图像进行采集和显示,并可通过 web 服务器在远程终端上实时显示出来,既可以进行静态显示,也可以进行动态显示。图像像数点为 352×288 彩色,24 bit JPEG 格式。

TSI-880 只能应用于白天太阳高度角大于 5°～10°时云量的测量。当太阳升

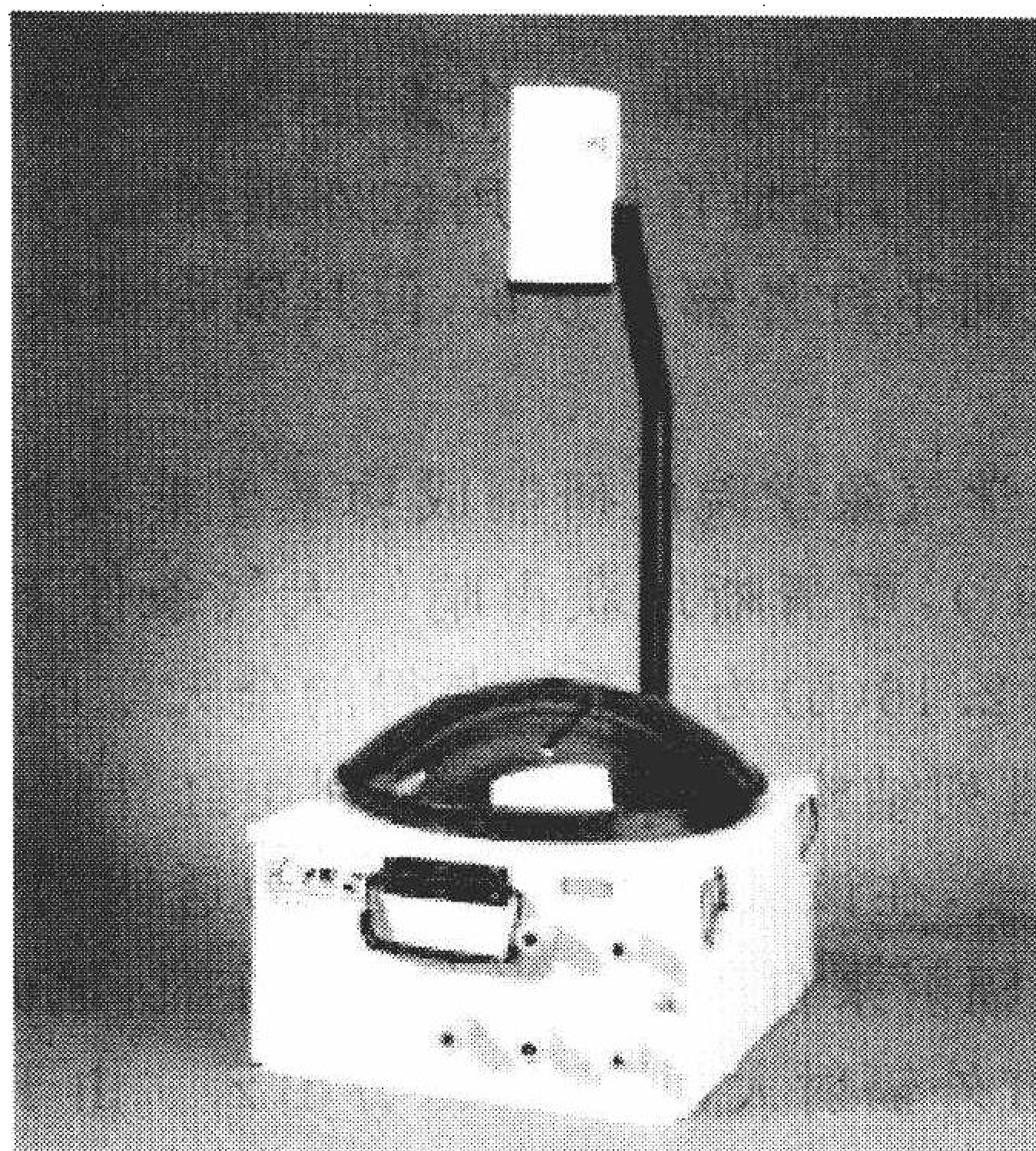


图 2.14 TSI-880 全天空成像仪

高到用户规定的太阳高度角时，图像采集开始。分析的第一步是要区分出图像中的不同部分，特别是安装臂、太阳遮挡板等的位置，然后根据内置的算法确定出分云量。

图 2.15 中的左边为 TSI-880 采集的未经任何处理的原始天空图像，右图为经滤波处理后的天空图像。通过滤波处理，清楚地将云区分出来并计算出分云量。TSI-880 用户还可实时地微调滤波算法以便满足特殊的局地要求和天气条件。

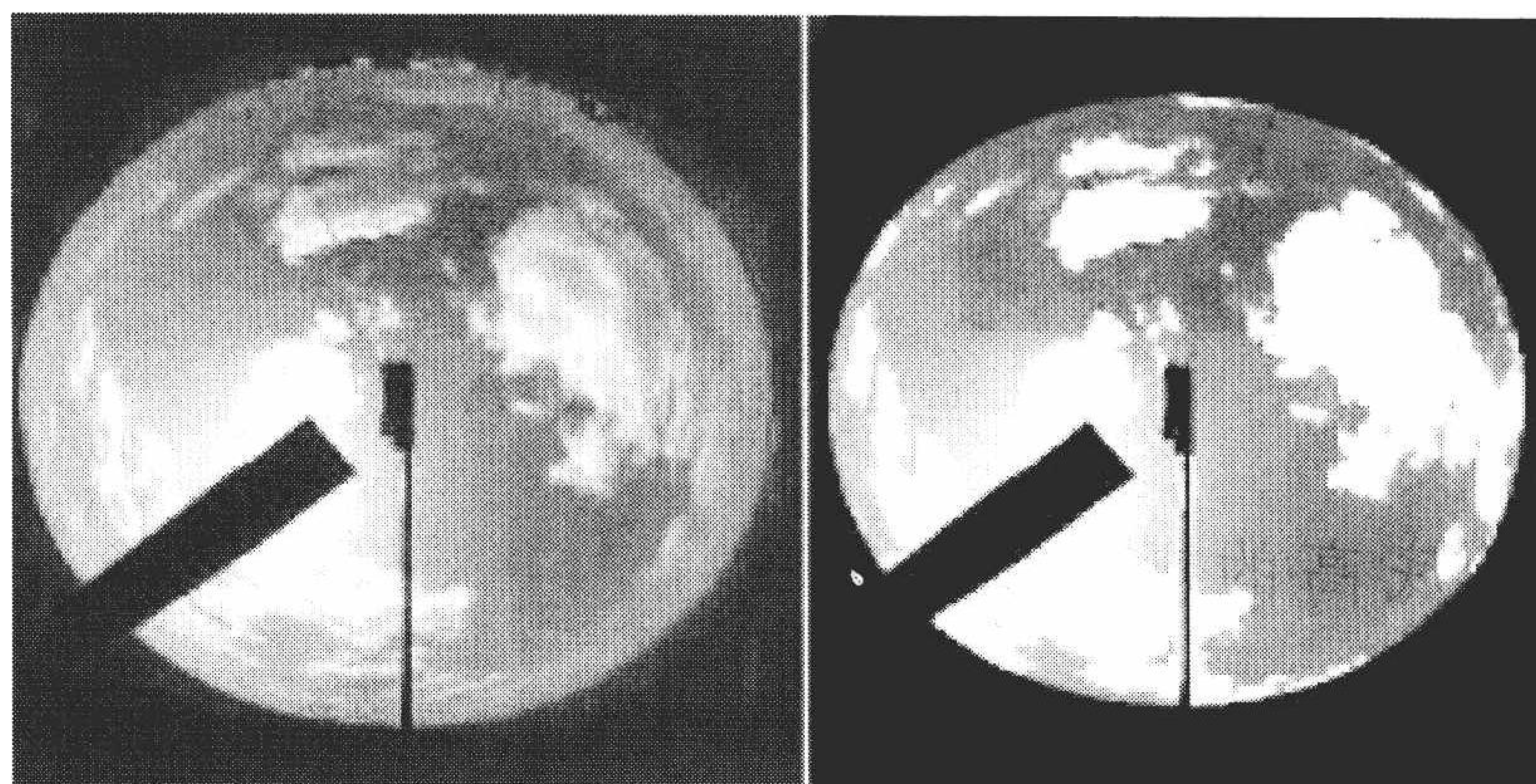


图 2.15 TSI-880 全天空图像

(3)红外云分析仪

目前国外试验用的云量红外测量仪器主要有两种：一种是法国研制的红外云

分析仪(ICA)。它是利用七个探头安置在一个半圆的环上,通过扫描来测量天空红外辐射。这种方法只能得到全天空 181 个像元,空间分辨率较低;另外一种是美国研制的红外云成像仪(ICI),它是直接利用红外摄像机对天空进行摄像,获得面阵列为 320×240 的大气向下红外辐射分布,但其镜头视张角只有 18°×13.5°,还不能对全天空进行测量。

目前,解放军理工大学气象学院已研制成功基于非致冷红外焦平面阵列的全天空测云系统(图 2.16(a)),可清晰地获得晴好天气条件下不同高度的云层分布信息,并计算出云量。图 2.16(b)为该系统获得的全天空红外云图,从图中可清楚地看出卷积云在天空的排列结构和云块大小。利用红外辐射测量云量,一般选择在红外窗区 8～14μm 波段,在该波段上大气几乎为透明的,只有水汽、CO_2 和 O_3 等气体发射辐射,其主要辐射来自于云。当有云存在时,地面上测量得到的天空红外辐射要比晴空大气的红外辐射大,从而可区分出云。由于夜晚云也发出同样的红外辐射,因而利用此方法可实现云量的白天夜晚的连续测量,且准确度一致。

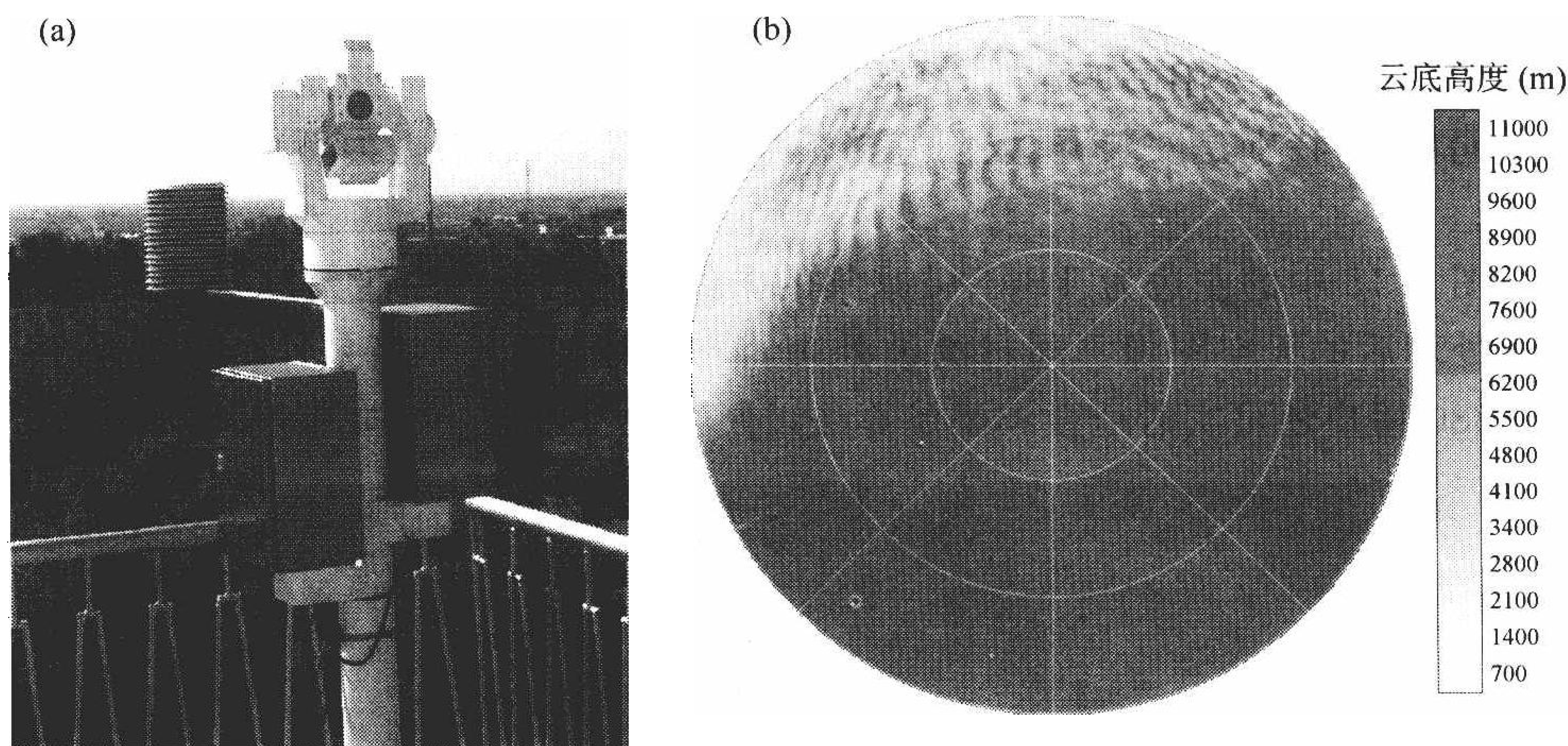


图 2.16　全天空红外测云系统

2.5　云底高的观测

云底高是指云层的最低部分与地面的垂直高度。云底并非一个清晰的平面,即使是同一层云的云底,也有一定的起伏,应以该层云的最低部分进行云底高的测量。观测云底高时,应尽量采用仪器测量,没有仪器时,也可采用目力进行判定。云底遮蔽测站周围的山体或接触山顶时,称为云蔽山。蔽山的云层对飞行有重要影响。云底高的测量,通常采用气球、云幕灯、激光云幂仪、微脉冲激光雷达

(MPL)、毫米波云雷达等进行,目前业务上使用较多的是前三种,后两种试验研究用得较多。

2.5.1 气球

利用气球测量云底高,简单易行,一般用于测量高度较低且成层的云。将气球按照一定的升速充灌氢气后,释放上升,用肉眼或经纬仪进行观测,并用秒表测出气球从施放到入云(气球轮廓开始模糊)的时间,然后根据(2.5.1)式计算云底高。夜间为了便于跟踪气球,可在气球上挂一灯笼。

$$H = \frac{VT}{60} \tag{2.5.1}$$

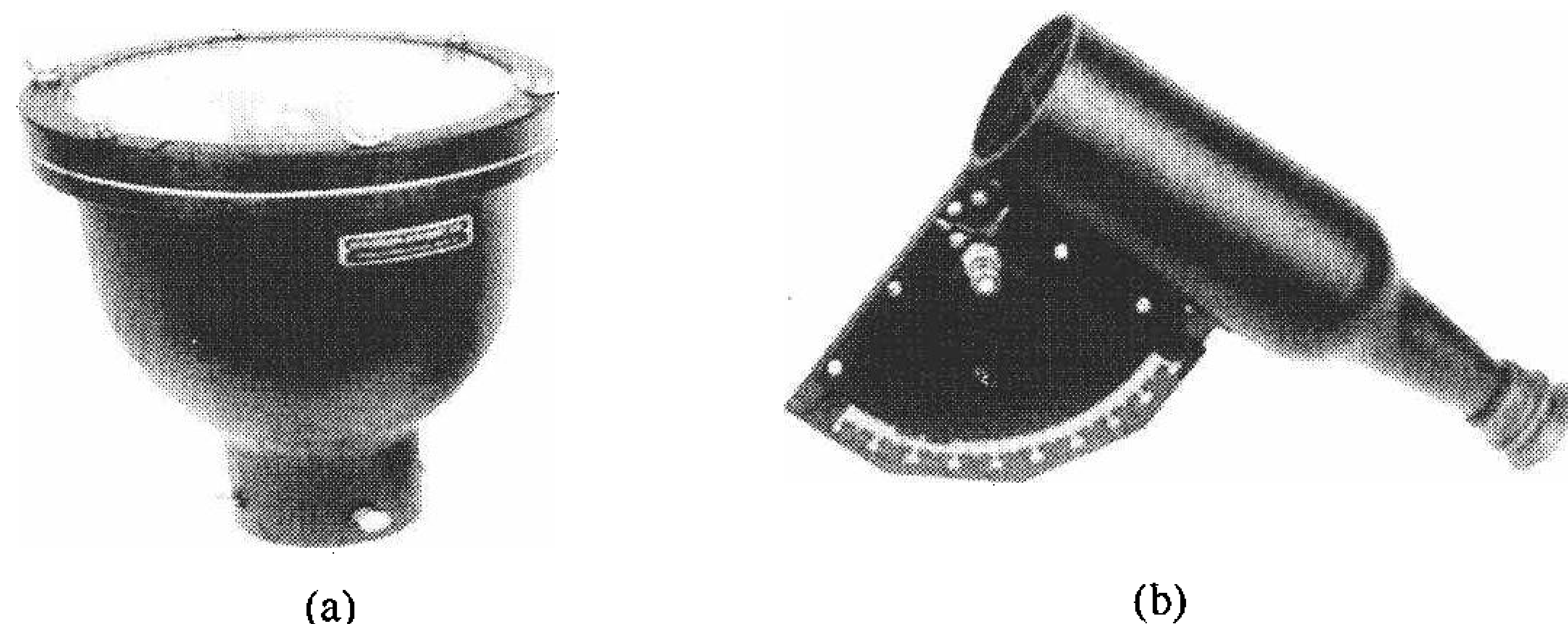
式中 H 为云底高(m),V 为气球升速(m/min),T 为时间(s)。

利用气球测定云底高时,首先要选择好气球。通常云层呈白色或天空较亮时,应选用红色气球;云层呈灰色或天空较暗时,应选用黑色气球。气球充氢后,应尽快施放,放置时间不能超过 30 min,以免漏气影响气球升速。测定云底高的气球升速,不能太快,通常以 100 m/min 或 200 m/min 为宜。

当降中雨或大雨时,由于气球升速会受到较大影响,此时不宜采用气球来测定云底高。在气球上升过程中穿越厚度较薄或云量较少的云层时,应注意气球的再现,以便测定上层云的云底高。当云层底部的高度不一致时,应根据气球入云部位的高度,判定云层最低部分的高度。

2.5.2 云幕灯

云幕灯是夜间测量云底高的一种比较有效的仪器。图 2.17 是 NOVATEL 公司生产的 400 型云幕灯。左面为小型灯光投射装置,其光源采用一个 6 V,100 W 的灯泡,寿命为 50 h。为了延长灯泡寿命,采用一个开关装置使得灯源打开持续时间只有 3 min。



(a)　　(b)

图 2.17　400 型云幕灯(左)与测角器(右)

图 2.17 右面为与之配套的测角器，用于测量观测者与云底光斑之间的仰角。它由瓶状目筒、带有软橡胶头的目镜、十字线、分辨到 1°的刻度盘、下垂指针和固定螺帽等组成。瓶状目筒的外端直径为 7.62 cm，从而保证有较宽的视角以观测光斑和周围的黑暗天空。十字线用于帮助将光斑瞄准到目镜中心。该型云幕灯主要用于测量 900 m 以下的云底高。

利用云幕灯测量云底高时，通常将其安置在离观测点 300～500 m 的地方，接通电源，射出垂直光柱，在观测点顺光柱向上找到在云底形成的明亮的光斑，并用测角器测出光斑的仰角，如图 2.18 所示。云幕灯安装时，应保持灯面水平，使发射的光柱保持垂直。

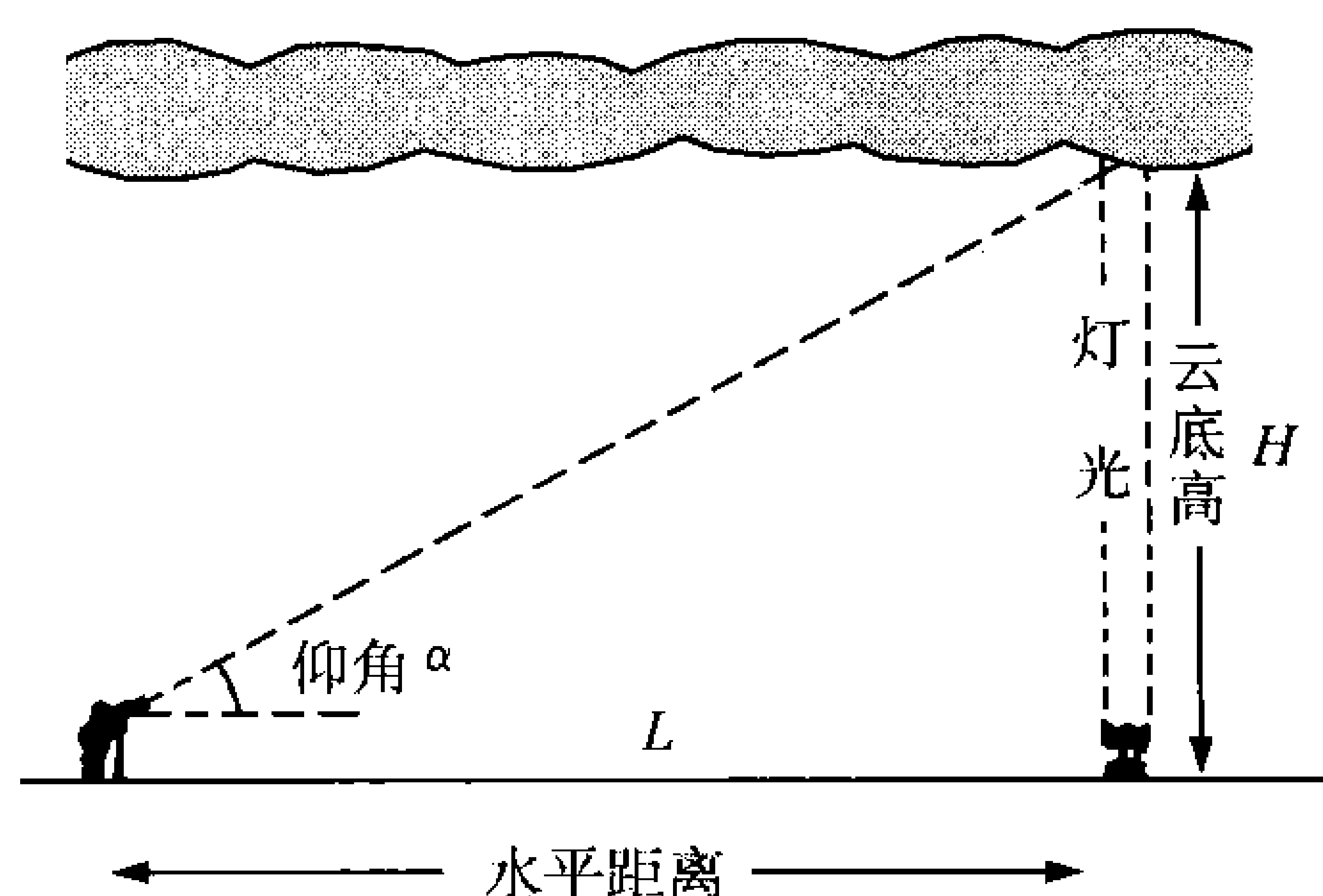


图 2.18　云幕灯测云底高示意图

测定仰角时，先拧松测角器上的固定螺帽，使指针能自由摆动，然后将测角器镜筒十字线中心对准云底光斑，待测角器上的指针自由下垂且停止摆动后，拧紧固定螺帽，然后读出指针所指的仰角值。测量仰角时，通常应连续测定 3 次，取其平均值。云底高按公式(2.5.2)计算

$$H = L \cdot \tan\alpha \tag{2.5.2}$$

式中 H 为云底高(m)；L 为观测点距云幕灯的水平距离(m)；α 为云底光斑的仰角(°)。

利用云幕灯测量时，只能测定其垂直上空云层的云底高，因此，应根据云的分布和移动情况，掌握好开灯时机。目前也有研制可旋转的云幕灯，可任意测定某一方向的云底高。

利用云幕灯测量时，如果云底较低，云底的光点不易发现。此时，应沿着光柱自下而上地寻找光点。当云中水滴(冰晶)的密度较小时，灯光射入云内会形成一段反射明显的圆筒形光柱。此时，应以该段光柱的底部(即云底边缘)为准读取仰角值。如果灯光穿越数层云，会同时出现几个光点，此时应分别测定各光点的仰角

值，求出各层云的云底高。当读取的仰角值大于 80°时，测定的云底高误差较大，此时应结合目测或其他方法加以校正。

2.5.3 激光云幂仪

利用激光云幂仪测量云底高时，从地面上发射一束激光，测量出激光从发射至云的回波到达接收机的时间，即可测量出云至测点的斜距，然后利用三角关系计算出云底高，如图 2.19 所示。云底高的计算公式为

$$H = \frac{1}{2}Tc\sin\alpha \tag{2.5.3}$$

式中 H 为云底高(m)，c 为光速，等于 3×10^8 m/s；T 为激光发射至云的回波到达接收机的时间(s)。若激光云幂仪位于地面，那么，此垂直距离 H 就是云底高度。否则，应加上激光云幂仪所在位置距地面的高度。

图 2.20 是 Vaisala 公司生产的 CT25K 激光云幂仪。其激光源是砷化镓半导体发光管，波长为 905 nm，发射脉冲重复频率视云高而定，可在 600～1120 Hz 内调节，激光脉冲功率为 16 W，平均功率为 8.9 mW，距离分辨率 15 m，最大探测高度可达 7.5 km。

回波的接收元件采用雪崩光敏二极管。一个测量周期可在 15～120 s 之间调节，每个测量周期内发射脉冲数可达 256 个。将这些回波信号接收后进行平均，可大大提高信号的信噪比，提高信号的检测能力。

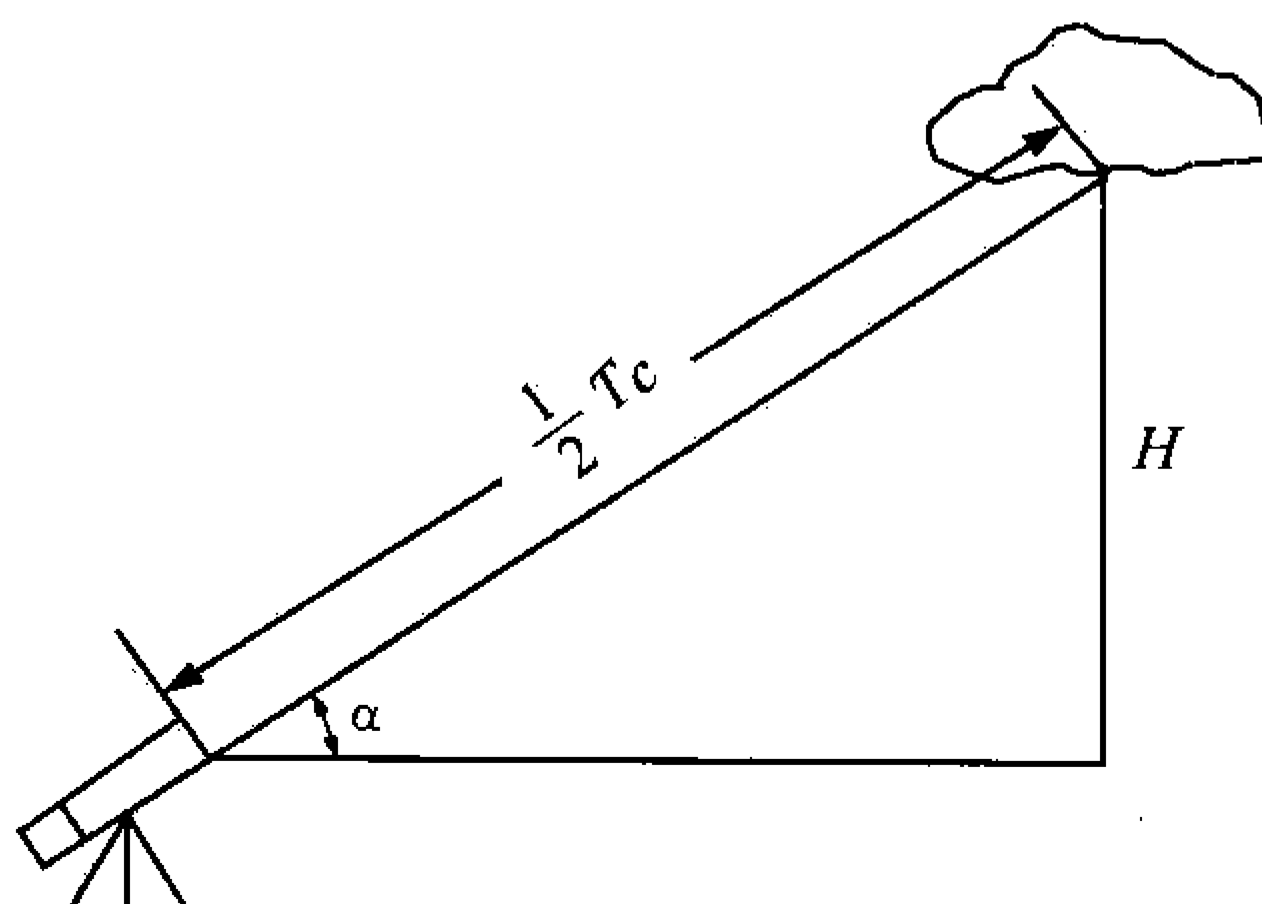


图 2.19　激光测云底高示意图

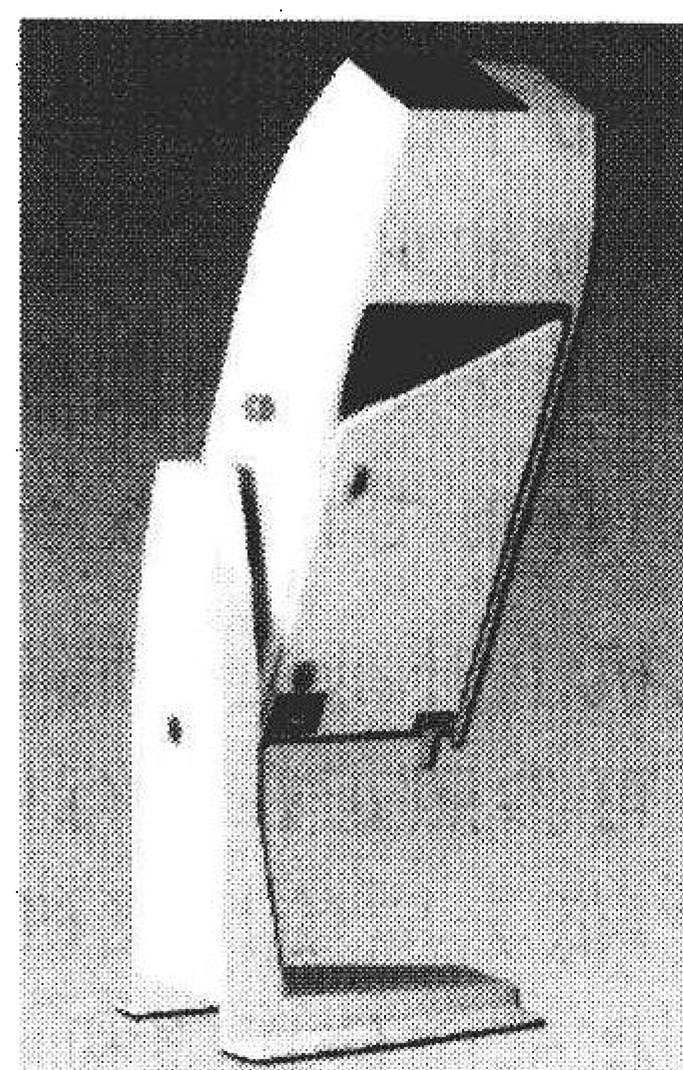


图 2.20　CT25K 激光云幂仪

为了保证近距离的测量性能，CT25K 采用了单镜头技术，从而解决了发射和接收光路不重叠或部分重叠引起的近距测量的问题。这种技术还保证了其在雾、降雨、降雪和霾等天气条件下的可靠测量性能。CT25K 可倾斜地安装在基座上，倾角范围可达－15°～90°，并能自动地对角度进行修正，计算出垂直云底高。这样

的角度旋转设计，为利用地平面附近的固体目标物对其进行现场测试提供了方便。CT25K 可单独安装，也可作为一个单元连接到气象观测系统中。其自带的软件还可用于计算云量和不同云层的高度，利用显示软件可直接显示后向散射系数廓线。

2.5.4 云底高的目测

目测云底高，应当在正确判定云状的基础上，根据云体结构、透光程度、颜色深浅、移动、云块大小，结合本地区云底高季节变化规律、经验、飞行员的报告等综合判定。

2.5.4.1 利用较高的建筑物估计云底高

当云底接近或接触观测点附近的高目标物（如山峰、高建筑物和电视塔等）时，可以根据目标物的高度和云底距目标物的相对高度来推测云底高。如果云底遮盖了目标物上端，则可以根据未遮盖的部分为整个目标物的几分之几来推测云底高；如果云底未接触目标物，则应先估计云底距目标物顶端的垂直距离，然后加上目标物的高度，即为云底高。

2.5.4.2 利用城市灯光估计云底高

在城市周围的台站，可利用城市灯光来估计云底高。原理与云幕灯测量云底高相同。首先要估计观测点距城市灯光集中区的距离，测量出城市灯光在云层上形成亮带的仰角值，然后利用公式(2.5.2)计算出云底高。

测量仰角时，可以用量角器，也可以用下述方法进行估计：手臂向前伸直，手指靠拢弯曲与手掌垂直，小指下缘对准地平线，视线通过某一手指的上沿对准亮带的下沿，看亮带下沿至地平线之间需要几个手指宽度刚好遮住，然后根据手指的数目，估计亮带的仰角值。通常，一个手指宽度视角大约 $1^\circ\sim2^\circ$，三个手指宽度视角大约 5°，整个手掌的宽度视角大约 10°。

2.5.4.3 利用飞行员报告的云高数据估计云底高

当飞机上升抵达云底，飞行员刚好看不清天地线时，高度表所指示的高度即是云底高。可参照正在飞行中的或飞机着陆后的飞行员报告来判定云底高。

通常，低云应使用飞机在距离机场 10 km 以内，且在观测前 15 min 内的观测结果；中、高云应使用飞机在距离机场 100 km 以内，且在观测前 1 h 内的观测结果。

2.5.4.4 利用经验公式估算云底高

对于气团内形成的积云和积雨云，可采用(2.5.4)式来估算云底高

$$H=\frac{t-t_{\mathrm{d}}}{\gamma_{\mathrm{d}}-\gamma_{\mathrm{r}}}\approx124(t-t_{\mathrm{d}})\tag{2.5.4}$$

式中 H 为云底高(m),t 为气温(℃),t_d 为露点温度(℃),γ_d 为干空气的绝热直减率,近似为 0.98℃/100 m,γ_τ 为露点温度在干绝热阶段的直减率,近似为 0.17℃/100 m。公式中的系数 124 是理论计算值,实际使用时可根据当地历年形成 Cu、Cb 时的气温、露点温度和器测云底高的资料,经统计分析来确定。

2.5.4.5　利用等腰直角三角形估计云底高

云底高在 500 m 以下,而且云向、云速与地面风向、风速大致相同时,可以利用等腰直角三角形估计云底高(参见图 2.21)。将量角器的镜筒对着云的来向,在仰角 45°处选一块云,并开动秒表,观察其移动,待云块移至天顶时,关秒表,求出所用的时间,然后乘以地面风速,即可估计出该云块的云底高。

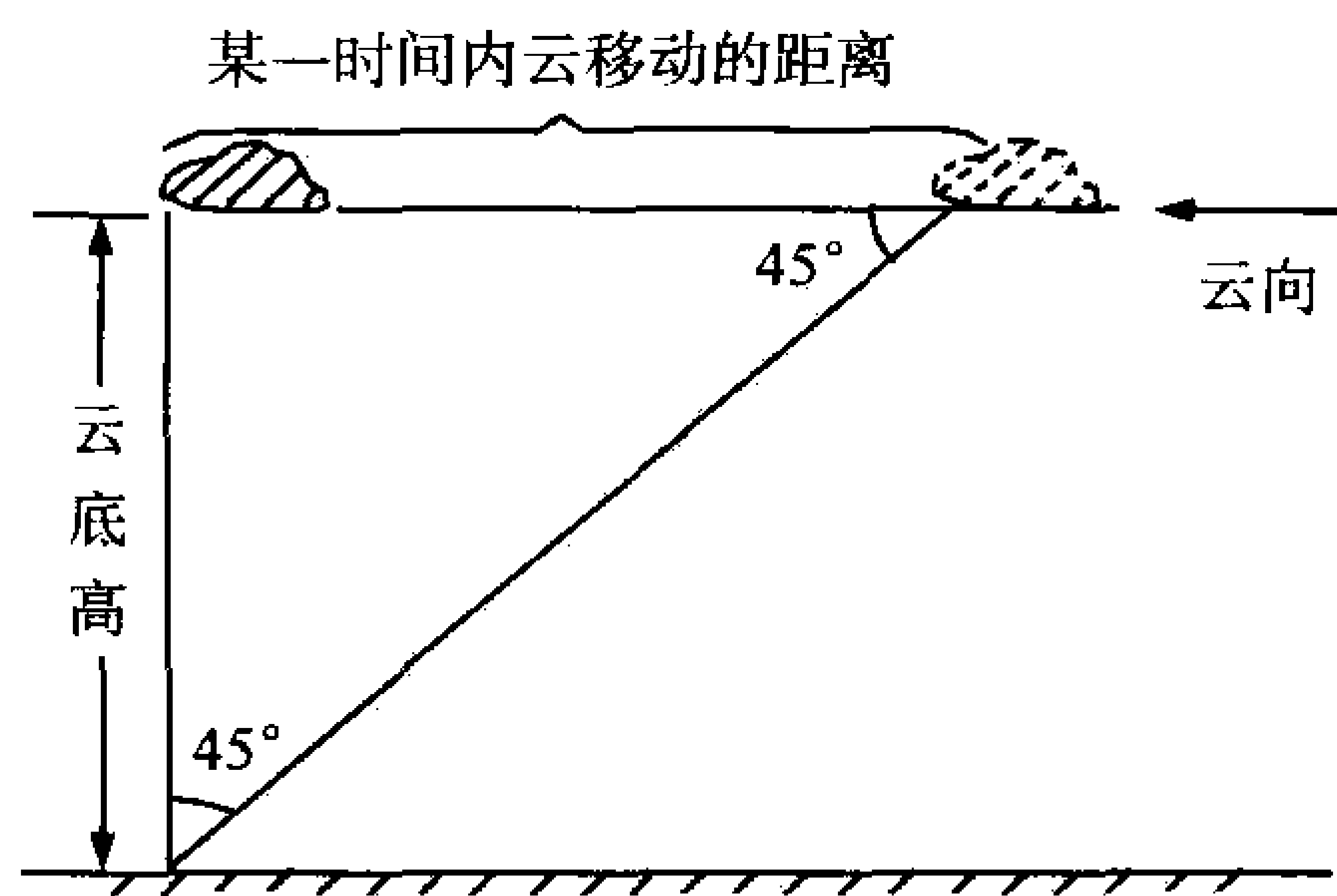


图 2.21　利用等腰三角形法估计云底高示意图

2.5.4.6　利用经验估计云底高

利用经验估计云底高时,应了解各属类云在本地的常见高度范围,云底高随海拔高度、季节、昼夜等变化的规律,然后结合当时云的结构、透光程度、移动快慢和云块大小等情况,经全面分析对比,作出综合判断。

(1)随着纬度、地形的不同,同属类云在各地的常见高度有较大差异,因此应注意统计和了解云底高在当地的统计特征。表 2.3 给出了各属类云在我国的常见高度范围。

(2)海拔高度、季节、昼夜等对云底高有明显影响。云的凝结高度是随海拔高度增加而降低的,一年中冬季低于夏季,一日中早晚低于中午前后。

(3)云体结构、云块大小、亮度、颜色、移动速度等与云底高有关,见表 2.4。

(4)云在发生、发展、演变过程中,它的高度也在不断变化,一般发展中的云比消散中的云要低。

(5)云底高受近地面层湿度的影响,尤其是低云。通常近地面层湿度大,云底较低;反之,云底较高。

表 2.3　各属类云在我国的常见云底高度范围表

云属(类)	常见平均云底高度范围(m)	说　明
积　云	500～2500	沿海地区和雨后初晴的潮湿带，云底较低，有时在 500 m 以下；沙漠和干燥地区，有时高达 3000 m 左右。
积雨云	300～2500	一般情况下与积云云底高相同。有时由于降水，云底比积云低。
层积云	500～2500	当低层水汽充沛时，云底高可能在 500 m 以下；个别地区有时高达 3500 m 左右。
层　云	50～500	与低层湿度有密切关系。湿度增大，云底降低；湿度减小，云底升高。
碎层云	50～500	与层云相同。
雨层云	500～2500	刚从高层云蜕变而来的雨层云，云底一般较高。
碎雨云	50～300	产生在高层云下的碎雨云，有时云底高可达 1000 m。
高层云	2500～5000	刚由卷层云蜕变而来的高层云，有时高达 6000 m 左右。
高积云	2500～6000	夏季，在我国南方，有时高达 8000 m 左右。
卷　云	7000～10000	一般夏季高，冬季低。夏季，我国南方地区有时高达 17000 m。
卷层云	6000～9000	一般夏季高，冬季低。冬季，我国北方地区有时低至 4000 m 左右。
卷积云	6000～8000	有时与卷云高度相同。

表 2.4　同一属类云云底高判断要点表

云的情况	云底高判断要点	说　明
云体结构	细微部分很清楚，或松散，云块边缘毛糙，则云底较低；反之，云底较高。	当能见度较差时，要防止因看不出云体的细微部分而将云底判断得过高；当能见度较好，特别是以天空为背景时，要防止将云底判断得过低。
云的亮度或颜色	透光程度较小，或颜色较黑，则云底较低；反之，云底较高。	在早晚光照较弱的情况下，对透光程度较小或颜色较黑的云，要防止判断得过低；在中午光照较强的情况下，对透光程度较大或颜色较白的云，要防止判断得过高。
云的移动速度	在相同风速条件下，如果云层移动明显，则云底较低；移动不明显，则云底较高。	以蓝天为背景的孤立分散的云，要防止因容易看出其移动情况而把云判断得过低；对密集的云块和均匀呈幕状的云，要防止因难以看出其移动情况而将云底判断得过高。
云块大小	云块较大的，云底较低；云块较小的，云底较高。	当云在天边时，要防止因距离较远，云块显得较小，而将云底判断得过高。

习　题

(1)云与雾有何区别？云的宏观特征和微观特征有哪些？

(2)云有哪些分类方法？我国将云是怎样划分的？

(3)哪些云分别属于积状云、波状云、层状云？各具有什么特征？分别是怎样形成的？

(4)高云族的云有什么共同特点？

(5)遮蔽全天的 Cb 与 Ns 可从哪些方面加以区别？

(6)如何区分 Fs、Fn 和 Fc？

(7)哪些云会出现降水？哪些云会出现晕、华？

(8)云状的演变有何规律？云的颜色、亮度由哪些因子决定？

(9)云量与云的实际大小有何不同？云量和云状对近地面气温有何影响？

(10)云量器测有哪些方法？各有何优缺点？

(11)利用天空亮度如何识别云？

(12)利用向下红外辐射强度如何识别云？

(13)分析云底高器测结果不一致的原因？

(14)为什么同类云在不同地区和季节云底高会有所差异？

(15)收集资料，撰文阐述目前器测云的方法？

(16)收集有关云的谚语，并阐述其合理性。

第3章　能见度的观测

能见度是一个复杂的心理—物理现象，主要受悬浮在大气中的固体和液体微粒引起的大气消光的影响。其估计值依赖于个人的视觉和对“可见”的理解水平，同时受光源特征和透射率的影响。因此，能见度的目测估计值都是主观的。能见度概念在气象学中得到广泛应用，一方面因为它是表征气团特性的要素之一，以能见度表示的大气光学状态，可满足天气学和气候学的需要；另一方面，因为它是与特定判据或特殊应用相对应的一种业务性参量。在航空、航海及其他交通运输领域里，它是关系到安全保障的重要气象要素之一。在环境监测领域里，它是体现大气污染程度的重要特征量。本章从能见度的概念入手，首先分析了影响能见度的因子，推导了目标物视亮度方程，接着介绍了气象能见度的概念、人工观测方法和仪器测量方法，并分析了影响能见度人工和仪器测量结果准确度的因子。

3.1　能见度及其影响因子

3.1.1　能见度概念

一般意义上的能见度，是指目标物的能见距离，即观测目标物时，能从背景上分辨出目标物轮廓和形体的最大距离。当能从背景上分辨出目标物轮廓和形体时，通常称目标物“能见”。

目标物的最大能见距离有两种定义法。一种是消失距离，它是指当观测者逐渐退离目标物，直至目标物从背景上可以辨别时的最大能见距离。另一种是发现距离，它是指当观测者从远处逐渐走近目标物，直至将目标物从背景上辨认出来时的最大能见距离。目标物的消失距离要比发现距离大。在气象上通常采用的是消失距离。但在日常生活中，有许多情况下采用的是发现距离，如汽车驾驶员发现前面一辆汽车的最大距离，飞机着陆时飞行员所能发现跑道上标志物的最大距离等。

按照观测者与目标物的相对位置，能见度分为水平能见度、垂直能见度和倾斜能见度。当观测者和目标物处于同一高度时，最大能见距离称作水平能见度，通常水平能见度是以地面附近为准。当观测者处于目标物垂直下方或上方时的最大能见距离称为垂直能见度。而当观测者处于目标物的倾斜上方或下方时，称为倾斜能见度。垂直能见度和倾斜能见度对地面向上观测云或其他空中目标物以及从空

中向下观测目标物有影响。

3.1.2 能见度影响因子

影响目标物最大能见距离的因子很多，主要有：

(1)目标物和背景的亮度对比

目标物能见与否，不仅取决于本身亮度，更主要的是取决于它同背景的亮度差异。暗物在亮的背景衬托下，清晰可见，反之亦然。表示这种差异的指标是亮度对比。

设 B_0 为目标物的固有亮度，即目标物近在眼前时的光亮度，B_0' 为背景的固有亮度，则固有亮度对比 C_0 定义为

$$C_0 = \frac{B_0' - B_0}{B_0'} \quad \text{当 } B_0' \geqslant B_0 \text{ 时} \tag{3.1.1a}$$

或

$$C_0 = \frac{B_0 - B_0'}{B_0} \quad \text{当 } B_0' < B_0 \text{ 时} \tag{3.1.1b}$$

当 $B_0 = B_0'$ 时，$C_0 = 0$，表示二者无亮度差异，这时无论观测者如何靠近目标物均无法辨认目标物。当 $B_0 = 0$，即目标物是绝对黑体时，这时只要背景的亮度不等于零，亮度对比 C_0 达最大，且均等于 1。

目标物和背景的色彩不同也影响到能见与否，但色彩的感觉只有在足够的光亮度条件下才能产生。比如，在晚上亮度很小的情况下，黑色的物体和蓝色的物体看上去像一个色调，难以分清。又如，在看远距离目标物时，往往仅能分辨其明暗，不易分辨出色彩。因此，亮度对比相对于色彩对比在目标物识别中显得更重要，是起决定作用的因素。

(2)观测者的视力——对比视感阈(白天)

白天观测目标物，当 $C_0 = 0$ 时，无法辨认目标物。当 C_0 逐渐增大，即亮度差异逐渐增大时，人眼也不是马上就能辨认出目标物来，需要增大到一定值时，才能辨认出目标物。这个最小的亮度对比值叫做人眼的对比视感阈，用 ε 表示。当 $C_0 > \varepsilon$ 时，目标物能见；当 $C_0 < \varepsilon$ 时，目标物不能见；当 $C_0 = \varepsilon$ 时，为临界态。

正常人眼的对比视感阈 ε 值决定于两个因素：一个是视场内照明情况，即场光亮度。不同天空条件下，光亮度变化很大，表 3.1 给出了各种天空条件下，近地平线处天空光亮度近似值。从表中可以看出，天空光亮度相差达 8 个数量级。另一个是目标物的视张角。目标物视张角用(3.1.2)式定义

$$\theta = 3.4 \times (a \times b)^{1/2} / L \tag{3.1.2}$$

式中 θ 为目标物视张角(arc-min)，a 为目标物高度(m)，b 为目标物宽度(m)，L 为

目标物和观测者间水平距离(km)。

表 3.1 水平天空背景的光亮度值

天空条件	光亮度 cd/m^2
晴天	10^4
阴天	10^3
浓阴天	10^2
阴天,日落时	10
晴天,日落后 15 min	1
晴天,日落后 30 min	10^{-1}
晴夜,月光亮	10^{-2}
晴夜,无月光	10^{-3}
阴夜,无月光	10^{-4}

拜克维尔(Backwell)经过大量实验研究,给出了图 3.1 所示 ε 随 B_b、θ 而变化的关系。从图中可看出,场光亮度越低,目标物视张角越小,ε 值越大。对同一观测者,白天 ε 值变化不大,但到黄昏时,ε 值迅速增大。

ε 值也因人而异。据大量实验分析,正常光照条件下,ε 值从 0.0077 变化到 0.06,或者甚至达到 0.2。1924 年柯什密得(Koschmieder)提出将 0.02 作为正常视力的人,在白昼野外,观测比较大的物体(如视张角大于 0.5°)时的 ε 值,此值对应于消失距离值。而对应于发现距离,ε 值可取为 0.05。

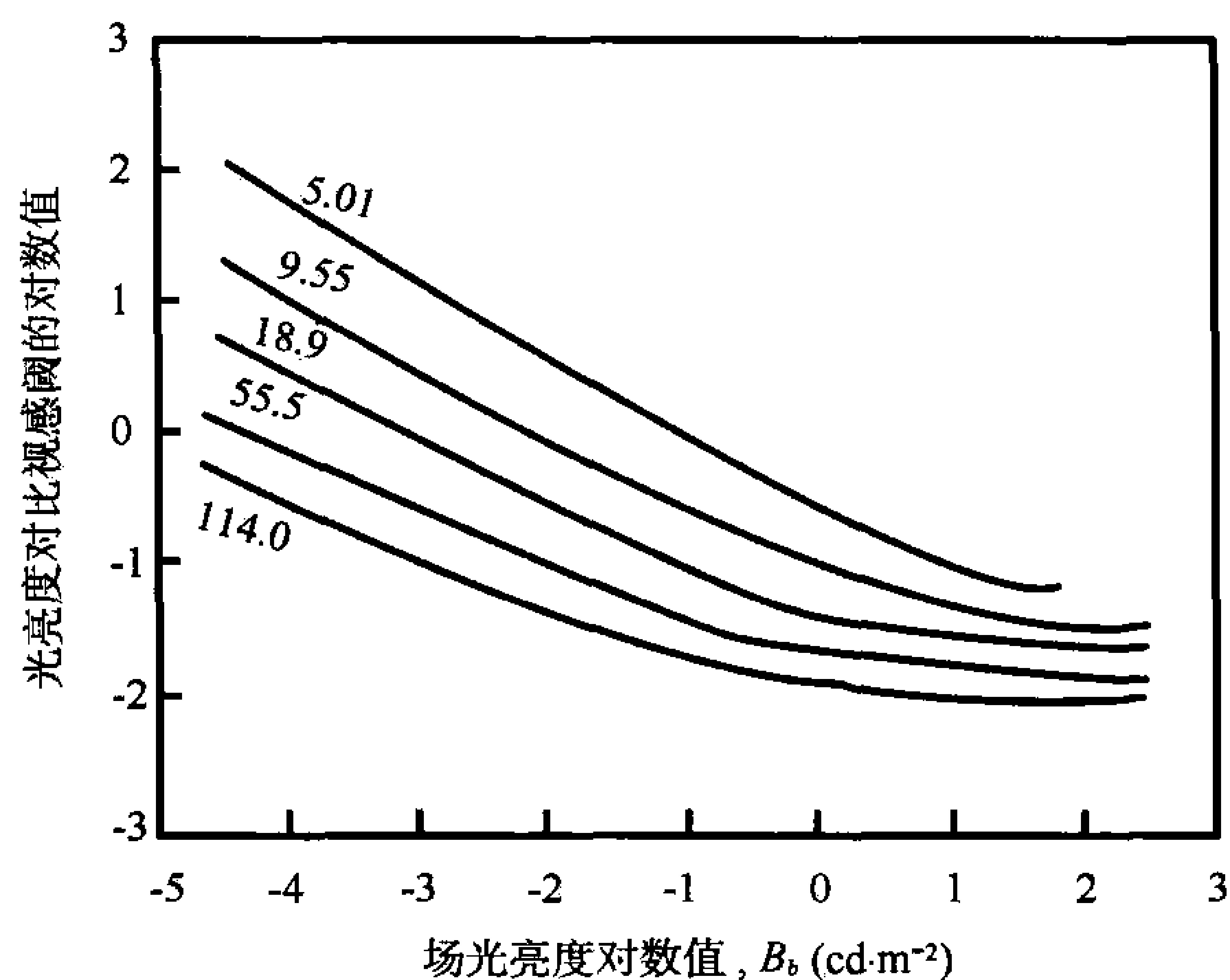


图 3.1 亮度对比视感阈随场亮度和目标物视张角的变化

曲线上的数值为视张角(arc-min)

人眼对不同色彩的光的感觉能力也是不同的。图 3.2 给出了人眼对单色光的相对感光效率。在白天光照条件下眼睛的感光效率在波长为 550 nm 时达到最大值。在夜间暗光条件下，最大感光效率与 507 nm 波长相对应。

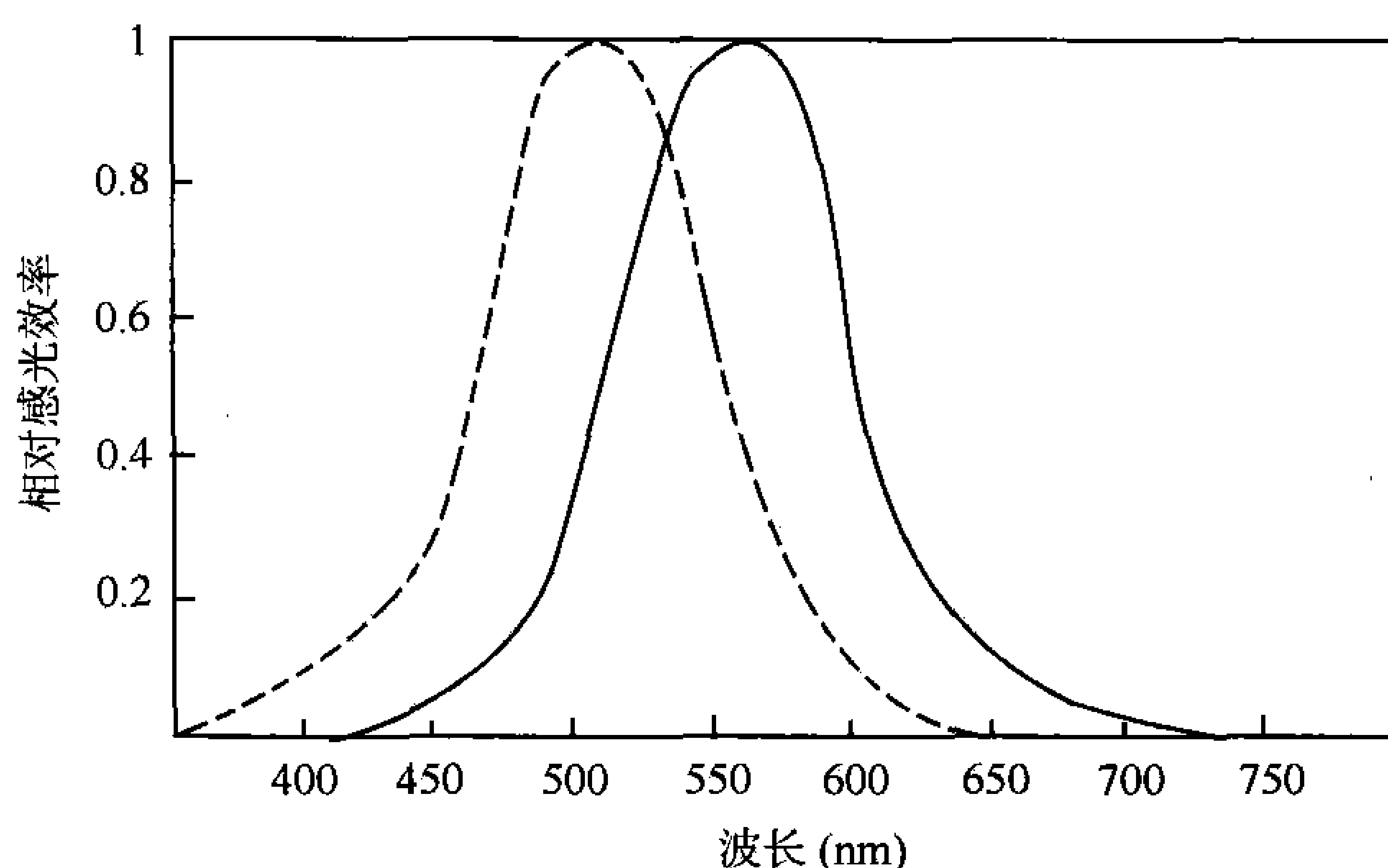


图 3.2　人眼对单色光的相对感光效率

实线表示白天的视觉，虚线表示夜间的视觉

(3)大气透明程度

这是影响能见度的主要因子。大气中气体分子及悬浮微粒通过散射、吸收及反射等机制对光起衰减作用，导致目标物固有亮度减弱，这一现象称之为物光减弱。另一方面，空气元对场入射光的散射，使空气层本身有了亮度，从而使得空气层像一层亮纱附加在目标物上，使目标物亮度增强，这一现象称之为气幕光增强。大气透明程度不同，物光减弱和气幕光增强的程度不同，从而导致观测到的目标物总视亮度不一样。同样，物光减弱和气幕光增强也对背景亮度产生影响，从而影响到目标物与背景的视亮度对比。纯大气分子影响时，最大能见度可达 277 km，而在雾和沙尘暴天气中的能见度可低达几十米，甚至只有几米。

3.2　柯什密得定律

目标物的能见与否与目标物和背景的亮度对比有关。由于大气中分子和悬浮微粒的影响，人眼见到的目标物亮度(称之为视亮度)与目标物固有亮度是不一样的，同样，背景的视亮度与其固有亮度也不同。下面推导视亮度及视亮度对比变化方程，即柯什密得定律。

3.2.1 目标物视亮度

(1)物光减弱规律

设目标物的固有亮度为 B_0,经过距离为 L 的空气层,减弱后的视亮度为 B_{0L}。按比尔(Beer)定律

$$B_{0L} = B_0 e^{-\int_0^L \sigma \, dl} \tag{3.2.1}$$

式中 σ 为消光系数(m^{-1})。若设大气水平均一,则积分得

$$B_{0L} = B_0 e^{-\sigma L} \tag{3.2.2}$$

令

$$T = e^{-\sigma L} \tag{3.2.3}$$

式中 T 称为透射因子或透射率,是指光束在大气中经过给定长度的光学路径后剩余的光通量占初始光通量的分数。则(3.2.2)式可改写为

$$B_{0L} = B_0 T \tag{3.2.4}$$

(2)气幕光

如图 3.3 所示,在距观测者水平距离 l 处,取一块空气元,该元量体积为

$$dV = dA \cdot dl \tag{3.2.5}$$

式中 dA 为空气元的横截面积,dl 为空气元的长度。设 $d\omega$ 为这空气元相对于观测者所张的立体角,于是

$$dV = l^2 \cdot d\omega \cdot dl \tag{3.2.6}$$

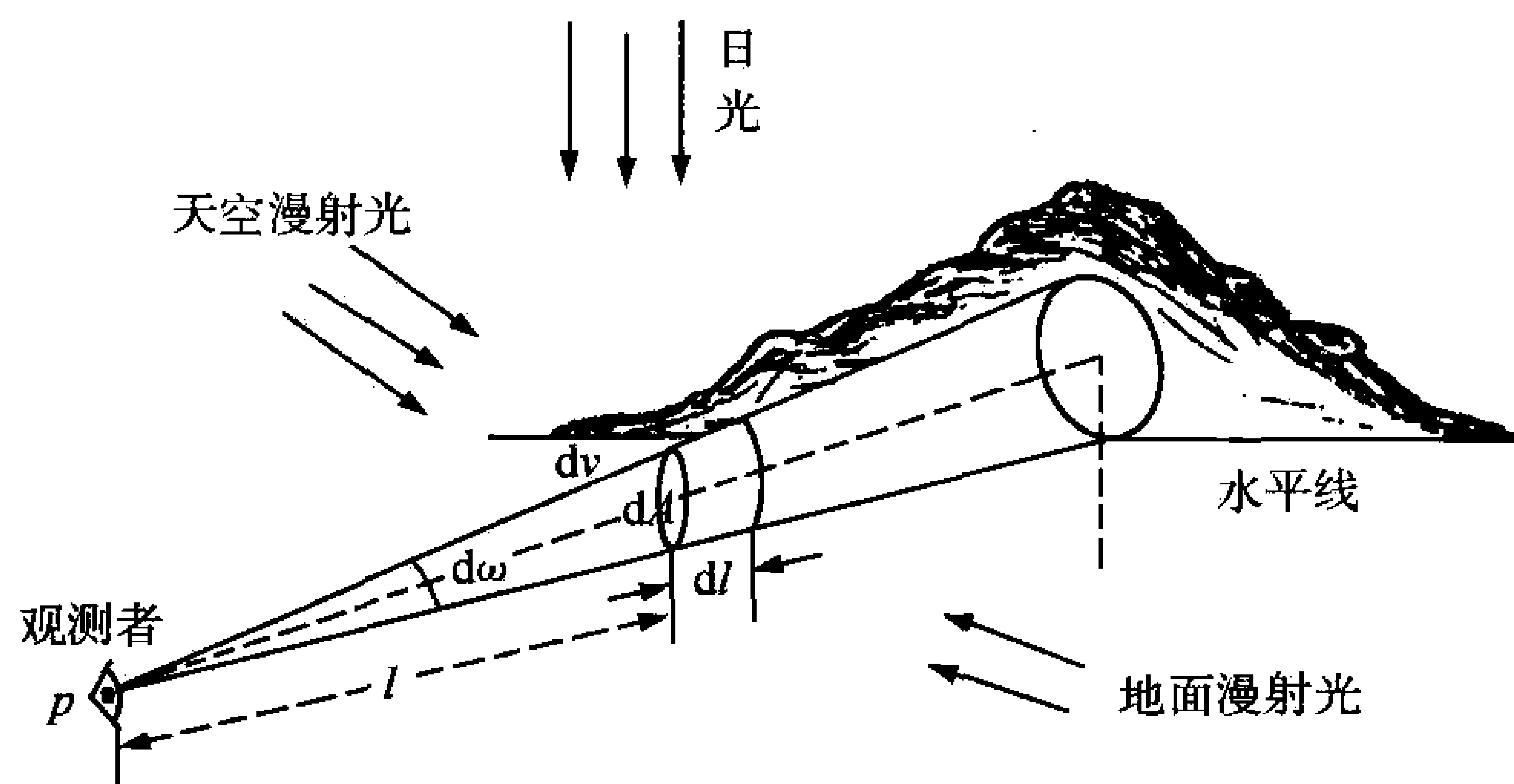


图 3.3 气幕光的形成

设沿着目标物观测方向整个空气层都有相同的照度，且入射到空气元上的光照度为 E，α^θ 为空气元的体积角散射系数，则在观测者方向的散射光强为

$$dI = E \cdot dA \cdot dl \cdot \alpha^\theta \tag{3.2.7}$$

于是空气元 dV 在人目方向上的原始亮度为

$$dB' = \frac{dI}{dA} = E \cdot dl \cdot \alpha^\theta \tag{3.2.8}$$

根据(3.2.2)式，这空气元的气幕光在通过长度为 l 的气层减弱后到达人眼的视亮度为

$$dB'_l = dB' e^{-\sigma l} = \alpha^\theta e^{-\sigma l} dl \cdot E \tag{3.2.9}$$

于是从 0 到 L 整个空气层产生的视亮度为

$$B'_L = \int_0^L dB'_l = \frac{\alpha^\theta}{\sigma}(1 - e^{-\sigma L}) \cdot E \tag{3.2.10}$$

式中 B'_L 为距离 L 内所有空气的气幕光视亮度。若从 0 到∞积分，假定水平方向空气均匀，得

$$B_H = \int_0^\infty dB'_l = \frac{\alpha^\theta E}{\sigma} \tag{3.2.11}$$

式中 B_H 为水平天空的视亮度。将(3.2.11)式代入(3.2.10)式得

$$B'_L = B_H(1 - e^{-\sigma L}) \tag{3.2.12}$$

从(3.2.12)式可以看出，气幕光的强度随着水平空气柱长度的增加而增加，当空气柱为无穷长时，此时气幕光的强度就是水平天空的视亮度。

(3)目标物视亮度

目标物的视亮度是目标物固有亮度经空气层衰减后的亮度与目标物至观测者之间的空气层所产生的气幕光亮度之和。由(3.2.2)和(3.2.12)式可得

$$B_L = B_{0L} + B'_L = B_0 e^{-\sigma L} + B_H(1 - e^{-\sigma L}) \tag{3.2.13}$$

(3.2.13)式为水平方向的目标物视亮度方程。需要注意的是，它是在大气水平均匀假设下推导得到的。从(3.2.13)式可见：当 L 趋近于无穷远时，则 B_L 趋近于 B_H，即当人远离目标物时，不论其固有亮度多大，它的视亮度会逐渐趋近于水平天空的亮度，最后这目标物消失于水平天空背景之中。而且空气愈浑浊，最后消失所需的距离愈短。

3.2.2　目标物和背景视亮度对比衰减规律

与目标物和背景的固有亮度对比 C_0 的定义类似，我们可以定义一个目标物和背景的视亮度对比 C_L

$$C_L = \frac{B_L' - B_L}{B_L'} \quad \text{当 } B_L' \geqslant B_L \text{ 时} \tag{3.2.14a}$$

$$C_L = \frac{B_L - B_L'}{B_L} \quad \text{当 } B_L > B_L' \text{ 时} \tag{3.2.14b}$$

式中 B_L' 为背景的视亮度，B_L 为相对于观测者 L 距离的目标物的视亮度。由于空气的物光减弱和气幕光增强作用的共同影响，C_L 会随着距离目标物越远而越小。若取水平天空作为背景，则 $B_L' = B_H$。将(3.2.13)式代入(3.2.14a)式，得

$$C_L = \frac{(B_H - B_0) \cdot e^{-\sigma L}}{B_H} \tag{3.2.15}$$

于是

$$C_L = C_0 e^{-\sigma L} \tag{3.2.16}$$

(3.2.16)式称作科希米得定律，它表示了以水平天空为背景的目标物视亮度对比随距离衰减的规律。

3.3　气象能见度的目测

从本章第一节的分析中，我们知道影响目标物能见距离的因子比较多，但在气象工作中，要求能见距离只反映大气透明程度的好坏，这就必须选定和统一实行某种观测方法，以固定其他因子，使测定的最大水平能见距离只受大气透明程度这一因子的影响。下面就白天和夜间两种情况，分别介绍气象能见度的观测原理和方法。

3.3.1　白天气象能见度

3.3.1.1　白天气象能见度定义

当以水平天空为背景的目标物视亮度对比 C_L 衰减使得其等于人眼对比视感阈 ε 时，相应的距离 L 就称为该目标物的最大能见距离。则由(3.2.16)式，可得

$$L = \frac{1}{\sigma} \ln \frac{C_0}{\varepsilon} \tag{3.3.1}$$

由(3.3.1)式可见，目标物最大能见距离由大气消光系数 σ，目标物固有亮度

对比 C_0，人眼对比视感阈 ϵ 决定。若目标物为黑体，即 $B_0=0$，相应地 $C_0=1$。若再取人眼对比视感阈 $\varepsilon=0.02$，则此时的最大能见距离就称为气象能见度 L_M，表达为

$$L_M=-\frac{\ln 0.02}{\sigma}=\frac{3.912}{\sigma} \tag{3.3.2}$$

(3.3.2)式是白天进行气象能见度观测的理论基础。该式表示当目标物取为黑体，且以水平天空为背景时，若按正常人的视力取对比视感阈为 0.02，则目标物的最大能见距离 L_M 只与消光系数 σ 有关，而与其他因子无关。

因此，按照这种方法进行能见度的观测，则所得出的目标物最大能见距离就只反映大气透明程度，故称 L_M 为气象能见度。

WMO 规定，白天气象能见度是指正常视力的观测者相对于雾、天空等散射光背景下观测时，一个安置在地面附近的适当尺度大小的黑色目标物能被看到和辨认出的最大距离。只有当看到并辨认出目标物时，才能算是“看见”。当看到目标物却不能辨认出它是什么时，并不能算是“能见”。但实际上由于我们对周围的目标物已比较熟悉，因此使得我们在气象能见度观测时常常忽视这一问题，从而把能见度估高。

国际民航组织(ICAO)选定对比视感阈为 0.05，相当于人眼发现目标物时的视感阈，我们用 P 表示此时的最大能见距离，其与消光系数的关系为

$$P=\frac{2.996}{\sigma}\approx\frac{3}{\sigma} \tag{3.3.3}$$

比较(3.3.2)与(3.3.3)式可见，民航规定的最大能见距离要比气象上规定的最大能见距离值偏低约 30%。

3.3.1.2　白天观测气象能见度的方法

实际工作中，在气象站周围各方向选择距离不同的若干黑色目标物作为能见度观测目标物，测出距离和方位，绘制出能见度目标物分布图，作为观测时的参考。由于测站周围各方向能见距离有可能不一致，因此地面气象观测规范中规定，应记录有效能见度值，即观测点周围一半以上范围内都能达到的最大能见距离。

3.3.1.2.1　目标物的选择要求

选择目标物时，应尽量选择以靠近地平线的天空为背景的固定的黑色或接近黑色的物体，颜色愈暗愈好，应尽量避免使用浅色、光亮耀眼的物体或以大地为背景的物体。当物体的反射率小于 0.25 时，在阴天不会造成 3%以上的测量误差。但在有阳光照耀时，就会对能见度观测有较大的误差。目标物的大小要适度，通常视(张)角应在 0.5°～5°之间，目标物的仰角不宜过高，一般小于 6°。某些山区站，

由于条件限制,可放宽到小于 11°。

如果目标物的背景为地物,如山脉、森林等,则目标物与背景之间的距离至少应是目标物与观测点之间距离的一半。当黑色物体难以选到时,可选用灰色物体。在沙漠、草原、海岛或其他地物稀少的地区,可人工设置目标物,材料因地制宜,可采用木板、土墙、水泥预制件等,向着观测点的一面涂以黑色。

3.3.1.2.2　观测方法

观测方向上有目标物时,若某一距离的目标物刚好能见,则该目标物的距离即为该方向上的能见度。若在该方向上能清晰地看到某一距离上的目标物,但无更远或看不到更远的目标物的轮廓,则可根据其颜色和较细小部分的清晰程度,参考下列经验进行判定:

(1)当目标物的颜色和较细小部分(例如远处房屋的窗框、村庄中的单个树木等)都能清楚分辨时,能见度通常可定为该目标物距离的 5 倍以上;

(2)当目标物的颜色和较细小部分隐约可辨时,能见度通常可定为该目标物距离的 2.5～5 倍;

(3)当目标物的颜色和较细小部分很难分辨时,能见度通常可定为大于该目标物的距离,但不应该超过 2.5 倍。

使用上述方法时,判定的最大能见距离不能大于该方向上不能辨认的目标物距离。

当能见度目标物不是视角 0.5°～5°的黑色目标物时,可参照表 3.2、表 3.3 进行修正。将观测的目标物最大距离除以能见度系数,即可估计能见度大小。

表 3.2　某些情况的能见度系数

目标	木建筑物(房屋板棚、木架)				红砖建筑物			白砖建筑物			针叶树				
背景	森林	地面	雪	有云天空	森林	草地	有云天空	森林	草地	有云天空	草地	沙地	地面	雪	有云天空
能见度系数	0.89	0.55	0.99	0.97	0.76	0.74	0.98	0.89	0.78	0.94	0.52	0.72	0.57	0.97	0.99

表 3.3　不同视角目标的能见度系数

视角(″)	20 以上	15	12	9	6	3	2
能见度系数	1.00	0.94	0.90	0.84	0.77	0.60	0.50

邻近海(大湖)岸或岛屿上的气象台站,其向海(湖)方向的能见度,可根据天水线的清晰程度来判定。如果在一定高度的观测点上,刚好能看清天水线,则该方向

的能见度即等于天水线至观测点的距离(见表 3.4);如果天水线很清晰,应该判定该方向的能见度大于天水线至观测点的距离;如果天水线模糊或看不见,应该判定能见度小于天水线至观测点的距离。

表 3.4　观测点高度与天水线至观测点距离之间的关系

观测点高度(m)	1	2	3	4	5	6	7	8
天水线距离(m)	3600	5000	6200	7100	8000	8700	9400	10100
观测点高度(m)	9	10	15	20	30	50	70	100
天水线距离(m)	10700	11300	13800	16000	19600	25200	29900	35700

注:观测点高度,是指观测员的眼睛距海(湖)面的高度。

3.3.2　夜间气象能见度

3.3.2.1　灯光能见距离与气象能见度的关系

对于夜间气象能见度,由于无法采用普通的目标物进行观测,而只能用发光物体(灯光)作目标物。人眼在夜间对灯光目标物的识别是由于光源在眼睛上产生的照度超过了人眼的感光阈值。下面推导灯光能见距离与气象能见度的关系。

设灯光光强为 I(cd),与观测者距离为 L(m),则在观测者眼球上产生的照度可以用阿拉德(Allard)定律表示

$$E = \frac{4\pi I}{4\pi L^2}e^{-\sigma L} = \frac{I}{L^2}e^{-\sigma L} \tag{3.3.4}$$

当观测者离灯光距离为 S 时,若在眼球上产生的照度等于人眼的感光阈值,即当照度恰好等于该值时,眼睛刚好能见目标灯,而当照度小于该值时,则不能见目标灯。该阈值称为夜间人眼的照度阈值 E_0,而 S 称为灯光能见距离。于是由(3.3.4)式得

$$E_0 = \frac{I}{S^2}e^{-\sigma S} \tag{3.3.5}$$

从(3.3.5)式可以看出,灯光能见距离是灯光强度、大气消光系数及照度阈值的复杂函数。进一步地可推导出消光系数与灯光能见距离之间的关系

$$\sigma = \frac{1}{S}(\ln I - \ln E_0 - 2\ln S) \tag{3.3.6}$$

将(3.3.6)式代入白天气象能见度(3.3.2)式中,我们就得到从灯光能见距离计算白天气象能见度的公式

$$L_M = \frac{3.912S}{\ln I - \ln E_0 - 2\ln S} \tag{3.3.7}$$

式中，L_M 为白天气象能见度(m)，S 为灯光能见距离(m)，I 为灯光强度(cd)，E_0 为照度阈值(lx)。照度阈值是一个主观物理量，主要与背景亮度有关。图 3.4 给出了 Blackwell 等实验给出的照度阈值与背景亮度 B_b 之间的关系曲线。统计得出的关系式为

$$\lg E_0 = -6.95 + 0.887\lg B_b \tag{3.3.8}$$

E_0 随背景亮度改变从 10^{-9} lx 变化到 5×10^{-5} lx，达 4 个数量级。WMO 建议，在黄昏或拂晓，或存在人工光源时，E_0 取 $10^{-6.0}$ lx；在月夜，E_0 取 $10^{-6.7}$ lx；在完全暗夜或仅有星光时，E_0 取 $10^{-7.5}$ lx。一般在室外非完全黑暗条件下，平均取为 2×10^{-7} lx。E_0 还与灯光色彩有关，黄光的最大，红光的最小，故用红色灯光，易于辨认。

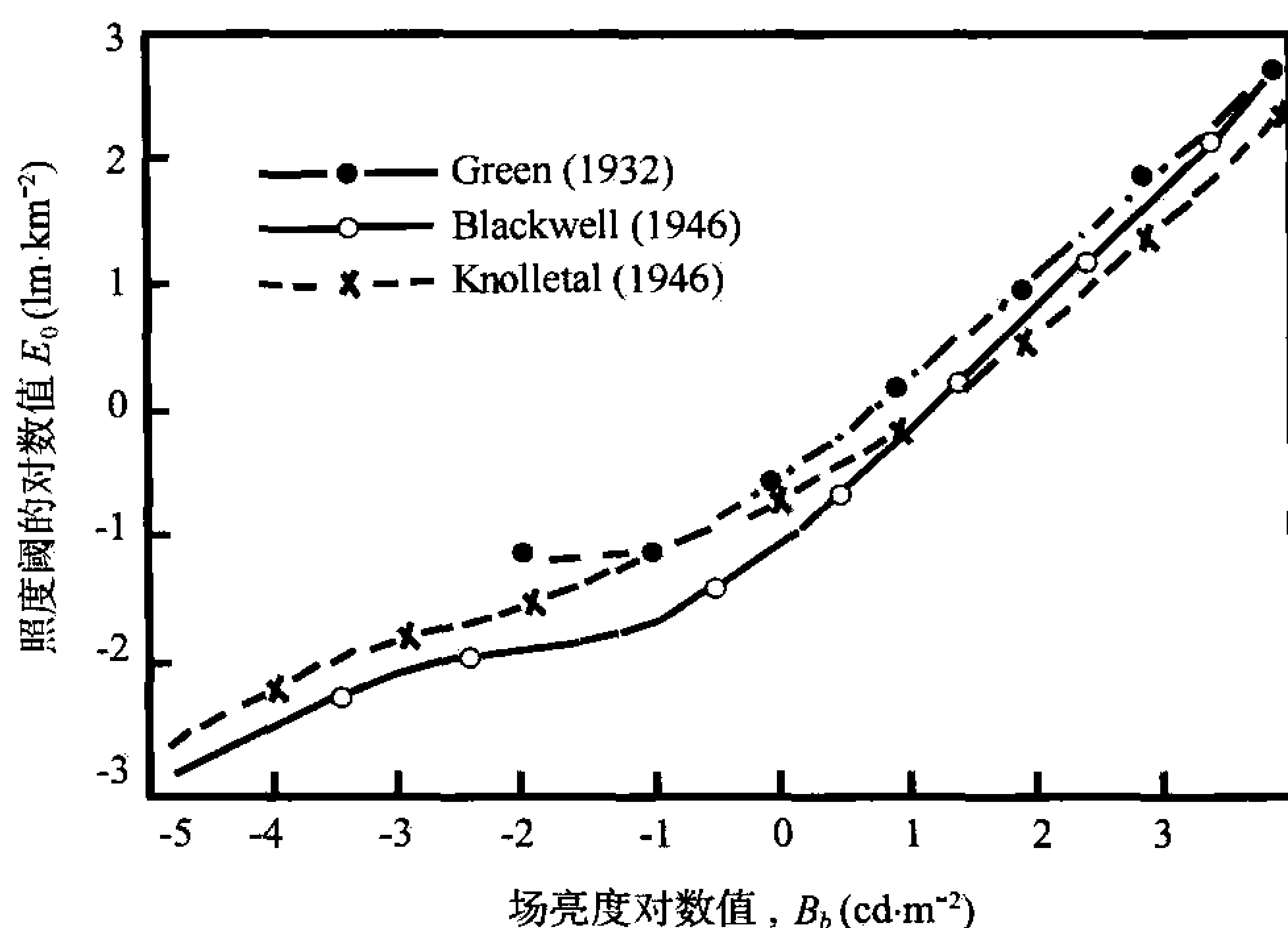


图 3.4 照度阈值随场亮度的变化关系

3.3.2.2 夜间观测气象能见度的方法

WMO 在其出版的《气象仪器与观测方法指南》中对夜间气象能见度给出了两种定义：

(a)假想总体照明增加到正常白天的水平，适当尺度的黑色目标物能被看到和辨认出的最大距离；

(b)中等强度的发光体能被看到和识别的最大距离。

因此，夜间观测气象能见度既可以先观测一定强度灯光的能见距离，再由

(3.3.7)式计算出与白天相当的气象能见度,或者直接采用中等强度的灯光能见距离来表示。但需要注意的是,若采用后者来表示气象能见度,则要注明灯光强度是多少。实际业务工作中,通常是采用前者来表示夜间气象能见度。这样表示后,夜间气象能见度也仅与大气透明程度有关,而与灯光强度无关,并且可与白天观测的气象能见度相互比较。

为了方便夜间气象能见度的观测,应在观测点周围安置或选择若干个点光源,测出其方位、距离和发光强度,制作成目标灯分布图。选择目标灯时,应选择位置和亮度稳定、单独的白炽灯,无聚光罩,并能清楚地辨认发光点。不宜选择成群的、难以辨认发光点的、位置不固定或时亮时暗的灯。在缺少白炽灯的情况下,也可适量选用其他颜色的灯作为辅助目标灯。

观测时,首先确定灯光能见距离,然后根据当时天空的亮度情况,选择适当的照度阈值,利用(3.3.7)式计算出气象能见度;也可以先利用(3.3.7)式制作出如图3.5所示的灯光能见距离与气象能见度之间的换算曲线图,直接从图中进行查算。由于灯光的强度通常是用瓦为单位的,而(3.3.7)式的灯光强度的单位为坎德拉,因此计算或查算前先要将灯光强度进行单位换算。表3.5给出了几种常见的灯光瓦数与坎德拉值之间的换算值。

表 3.5　灯光瓦数和发光强度换算表

灯光(W)	15	25	40	60	75	100	150	200	300
灯光强度(cd)	9.8	15.7	27.4	43.1	57.8	78.2	145.0	195.0	296.9

在图3.5中,分别给出了暗夜、月夜和黄昏或拂晓三种天空亮度情况。在查算时,要注意加以区分。

例如:在月夜情况下,刚好能看清1000 m处15 W的灯光,从表3.4中查得发光强度约为10 cd,利用图3.5中月夜对应的灯光强度横坐标,从中查得气象能见度为800 m(见图中 A 点);如果背景亮度为暗夜或黄昏(见图中 B、C 点),则气象能见度分别为500 m和1400 m。

由于眼睛从亮处进入暗处,感受能力需要十几分钟才能恢复正常。因此,夜间进行能见度观测时,当从亮处进入暗处时,至少应先适应5～15 min,使眼睛达到正常视觉的阈值。

不论夜间还是白天进行气象能见度观测,观测员的眼睛应该距地面适当高度(约为1.5 m),最好不要在高楼(如机场控制台或其他高建筑屋)上进行观测,也不应通过窗户玻璃或采用望远镜进行辅助观测。

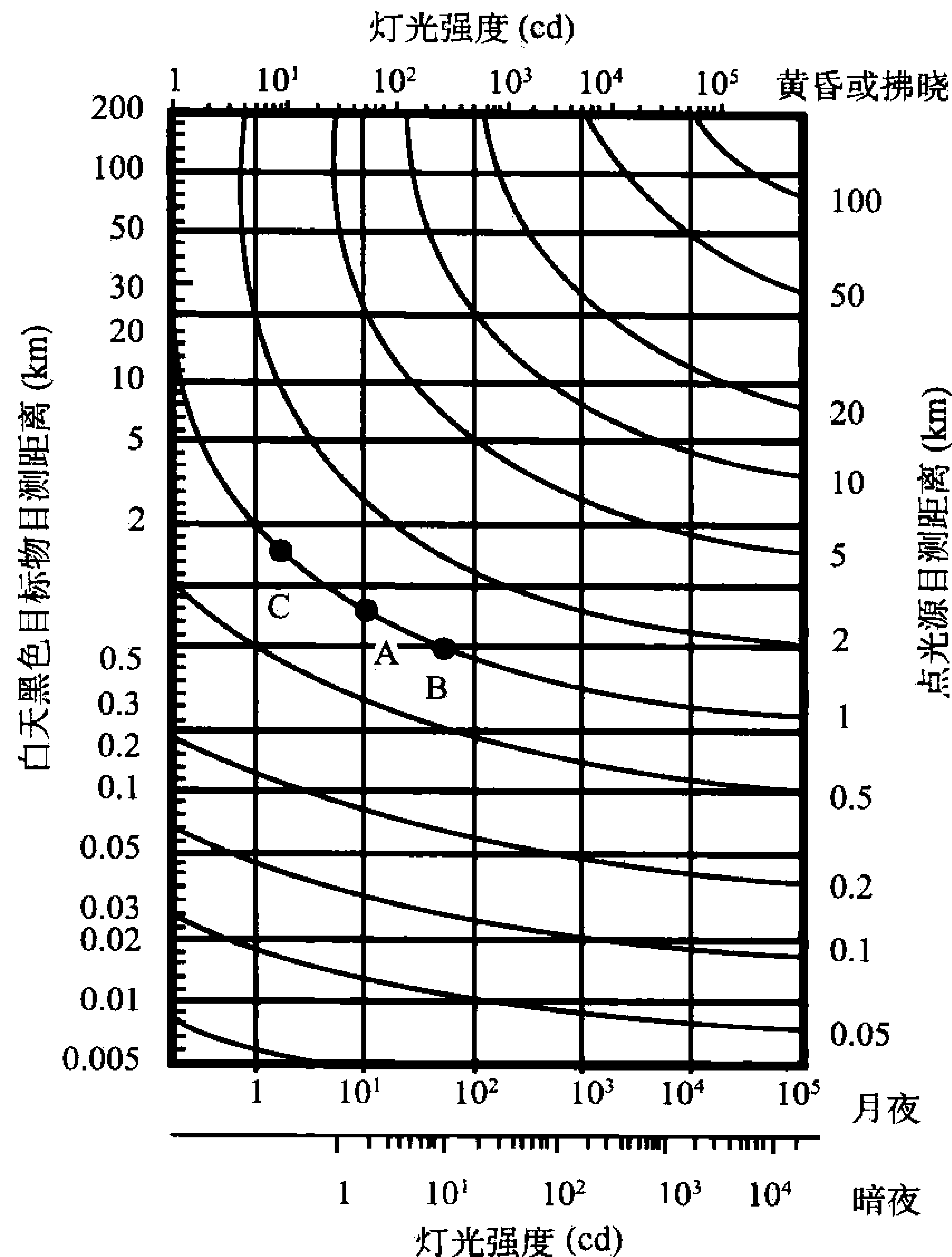


图 3.5 灯光能见距离与气象能见度换算图

3.4 能见度的仪器测量

由于人对目标物的“能见”与“不能见”界限不太明晰，从外形轮廓清晰到模糊有一个过渡阶段，加上视觉的对比视感阈和照度阈值随照明条件和心理影响变化较大，因此，能见度的人工目测必然存在一定的主观误差。在黎明和黄昏时，观测员由于难以确定以目标物还是以灯光为基准进行能见度观测，也易造成误差。此外，由于各台(站)选择的能见度目标物，就数量、分布范围、尺度大小、光学特点均难以一致，这也给能见度的人工观测带来了影响。在机场、港口等能见度结果使用比较频繁的地方，能见度的目测使得观测员的工作量相当大。

由于目测法存在的问题和实际使用要求的提高，能见度的仪器测量显得十分必要。但是由(3.3.2)式给出的气象能见度定义中隐含了正常人眼对比视感阈的假设，无法通过仪器对其进行测量。为了更直接鲜明地从物理学上给出描述大气光学状况的能见度参数，WMO 的仪器和观测方法委员会(CIMO)于 1957 年提出

了“气象光学距离(MOR)”的定义。近些年来,WMO 建议采用这个物理参量,并以此术语为核心来阐述能见度的观测。MOR 已由 WMO 正式确定为普通的和航空用的能见度的测量值。它也由国际电子技术委员会确认,可应用于大气光学和可见的信号。

3.4.1　气象光学距离(MOR)

气象光学距离(meteorological optical range)亦称气象光学视距或气象光学视程,是指由白炽灯发出的色温为2700 K的平行光束的光通量在大气中削弱至初始值的 5%所通过的路径长度。该光通量采用国际照明委员会(ICI)的光度测量发光度函数来确定。显然 MOR 是一个与人的主观因素无关的物理量,它只是大气光学状况的函数。取透射因子为 5%是为了使得仪器测量的气象光学距离能与人眼目测的气象能见度值具有可比较性。这也是正常人眼恰好能辨认出目标物时的亮度对比视感阈。

按照布格-朗伯(Bouguer-Lambert)定律,平行光在大气中的衰减可用下式表示

$$F = F_0 e^{-\sigma L} \tag{3.4.1}$$

式中 σ 为消光系数,F_0 为 $L=0$ 时的光通量,即初始光通量。如果用 MOR 表示气象光学距离,即光通量衰减至 5%所经过的距离,则

$$\mathrm{MOR} = -\frac{\ln 0.05}{\sigma} = \frac{3}{\sigma} \tag{3.4.2}$$

比较(3.3.2)、(3.3.3)和(3.4.2)式可以看出,气象光学距离与白天气象能见度从定义上只相差一个百分比,即严格遵从气象光学距离定义的测量值要比遵从白天气象能见度定义的观测值大约小 30%,但与国际民航组织定义的能见度是一致的。MOR 将能见度的仪器测量与人工观测有机地联系在一起。尽管如此,在使用仪器测量的气象光学距离值时,还应注意它与人工观测的水平能见度代表值之间在一些特殊情况下还是有差别的,这主要是由仪器测量的气象光学距离的代表性所决定的。

根据 MOR 的定义,只要测量出消光系数即可求出 MOR。但实际上,MOR 的测量是相当复杂的。严格的遵从 MOR 定义进行的测量,应把具有适当光谱特性的发射器和接收器安置在可以分离的两个平台上,例如沿铁路线,直到透射因子为 5%,此时发射器和接收器分开的距离即为严格遵从 MOR 定义的值。任何其他方法都只能给出 MOR 的估计值。

目前常用的测量 MOR 的仪器主要分为两类:

(a)用于测量有限距离的水平空气柱的消光系数或透射因子的仪器。

(b)用于测量小体积空气对光的散射系数的仪器。

这两类仪器既有用于辅助观测员目测的仪器,也有使用光源和检测发射光束的光电二极管的自动测量仪器。下面介绍常用的几种能见度测量仪器。

3.4.2 测量消光系数的能见度仪

3.4.2.1 摄像能见度仪

利用摄像技术测量能见度的方法实际上是利用了白天气象能见度的观测理论,即柯什密得定律。

对于距离为 R_t 的目标物,只要测量出目标物的视亮度和背景视亮度,则气象能见度为

$$L_M = \frac{\ln\left(1-\frac{B_t^*}{B_g}\right)+\ln\frac{1}{\varepsilon}}{\ln\left(1-\frac{B_t^*}{B_g}\right)-\ln\left(1-\frac{B_t}{B_g}\right)}\cdot R_t \tag{3.4.3}$$

式中 B_t 为目标物的视亮度,B_g 为天空背景的视亮度,B_t^* 为目标物的固有亮度。若假设目标物为绝对黑体,则 $B_t^*=0$,并取 ε 值为 0.02,可得到

$$L_M = \frac{-3.912\cdot R_t}{\ln\left(1-\frac{B_t}{B_g}\right)} \tag{3.4.4}$$

(3.4.4)式是摄像法测量能见度的基本公式。由该式可知,在目标物为黑体的条件下,只要知道目标物与摄像机之间的距离 R_t,并测得目标物的视亮度 B_t 与天空背景视亮度 B_g 的比值,即可计算出水平气象能见度 L_M。而(3.4.3)式也可以用于目标物为非黑体时计算气象能见度。

随着 CCD 技术的发展,谢兴生等曾研制出了 CCD 数字摄像能见度自动测量系统。该系统由 CCD 摄像头、图像采集卡及处理软件等组成。CCD 摄像头的主要部件为一个称为 CCD 的电容耦合固体板,它是实现光电转换及图像数字化的关键器件。其上由一些基本独立的光敏(或光电转化)单元以阵列的方式组成,这些光敏单元受光照时能产生电子,电子的数量与光照强度成比例,每个单元经过一定时间的感光和电荷积累,形成电荷像。电荷像在驱动时钟电路的驱动下,依次送到移位寄存器输出。图像采集卡用于将图像捕获送往计算机,通常采用 24 位真彩色、分辨率与 CCD 像素分辨率相一致的高速图像采集卡。处理软件实现图像自动采集控制和目标物及背景位置的搜索定位,完成从彩色图像到灰度等级图像变换,

并可根据定位位置，识别出目标物及其背景的平均亮度（灰度级）数值，计算并显示能见度数值。

王京丽等（2002）曾用摄像能见度测量系统与激光雷达进行了对比观测实验。实验结果表明，两者之间的均方根偏差为 0.927 km，相关系数为 0.979。但是在 18 km 以后，两者的测量结果偏差有所增大，数字摄像法所测的能见度值有偏低的倾向。为了改善摄像系统暗电流和背景杂散光的影响，增大数字摄像能见度观测系统的测量范围，提高测量精度，吕伟涛等提出了双亮度差方法测量能见度的原理，即利用地平线附近两个不同距离的目标物和其对应水平天空背景亮度差的比值进行能见度的测量，实验结果表明，与其他能见度测量仪器以及目测的一致性相当好。

由于夜间光亮度的降低，无法采用不发光的目标物进行摄像法测量能见度，为此王京丽等曾研究了利用光源作为目标物的能见度摄像测量技术，但这牵涉到白天和夜间的自动转换问题，在黄昏和黎明时测量误差明显增大，这为摄像法能见度测量技术的业务应用带来了一定困难。

3.4.2.2　透射能见度仪

透射能见度仪是通过测量水平空气柱的平均消光系数来测量能见度的，它是最接近气象光学距离定义的测量方法，简称为透射仪。一个优良的、维护好的透射仪在其最高准确度范围内工作时，对 MOR 的真值能给出非常好的近似。透射仪主要由发射器和接收器组成。发射器提供一个经过调制的定常平均功率的光通量源，接收器主要由一个光检测器组成。

透射仪有两种类型：

(a)双端式透射仪（图 3.6）。发射器和接收器分处于两个单元内且彼此之间的距离已知。

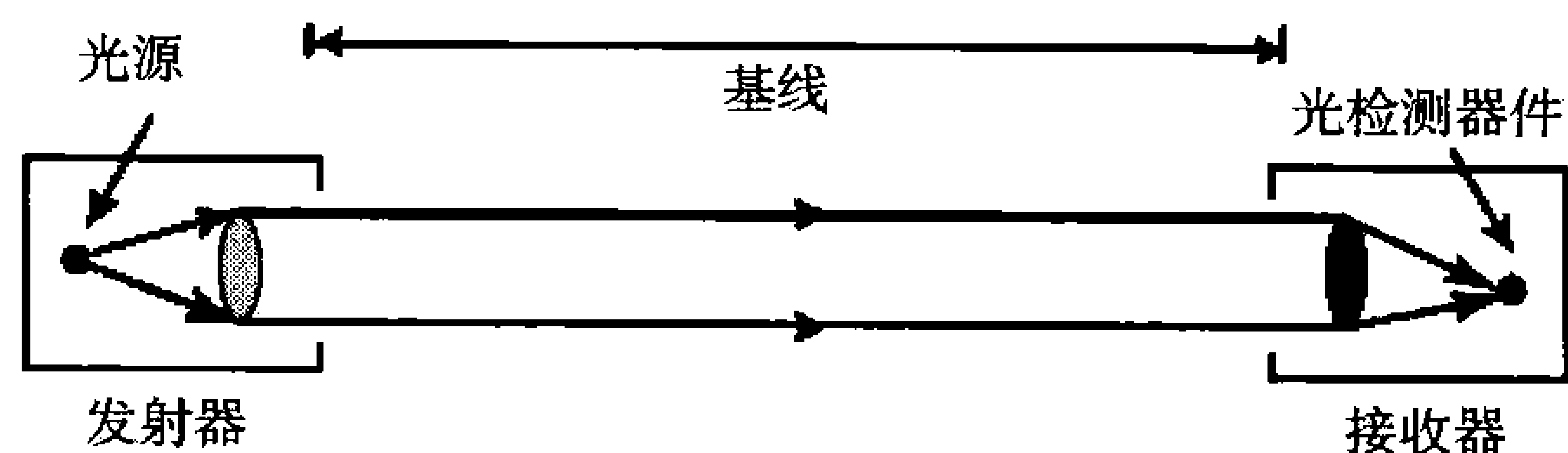


图 3.6　双端式透射仪

(b)单端式透射仪（图 3.7）。发射器和接收器在同一单元内，发射的光由相隔很远的镜面或后向反射器（光束射向反射镜并返回）反射。

发射器和接收器之间光束传输的距离称作基线。基线的长短取决于所测 MOR 值的范围和准确度要求，基线一般可从几米到 150 m（甚至 300 m），通常

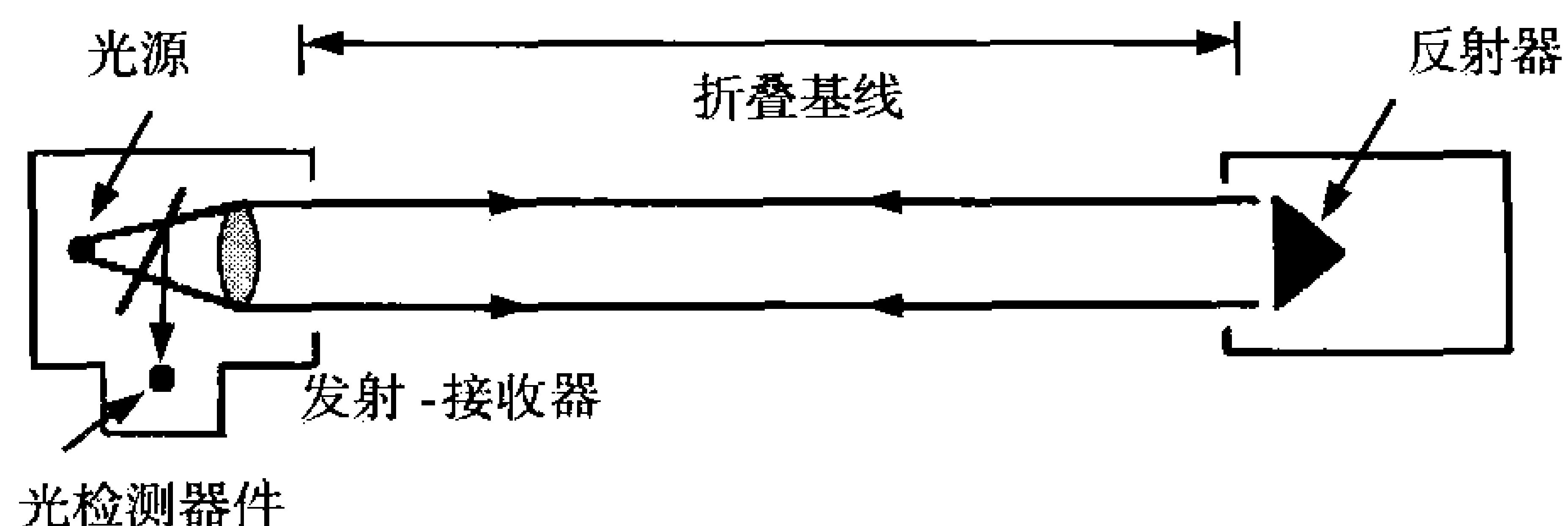


图 3.7　单端式透射仪

MOR 测量范围在基线长度的 1～25 倍为宜。当能见度较大时，基线间的大气非常透明，使得透射因子和能见度结果对光源的标定误差、透射光的测量误差和镜头的污染非常敏感。

由(3.2.3)式得

$$\sigma = -\frac{\ln T}{L} \tag{3.4.5}$$

将(3.4.5)式代入(3.4.2)式得

$$\mathrm{MOR} = L \cdot \frac{\ln 0.05}{\ln T} \tag{3.4.6}$$

(3.4.6)式为透射仪测量基本公式。式中 L 是透射仪的基线长，T 是透射仪测量的透射因子。

为了保持透射仪长期测量结果的准确性，首先要保持光通量的稳定。最常用的光源是卤灯或氙气脉冲放电管，在一些基线很短(几米)的场合中，可采用近红外单色光的光电二极管作为光源。当使用卤灯时，灯丝的老化问题并不很关键，而且其通量保持得比较稳定。为了获得随时间具有较稳定的光通量，也可采用反馈系统(通过感应和测量发射通量的一小部分)或对其任何变化进行补偿。其次，光源的光谱范围要较宽，最好是使用可见光谱中的多色光，以获得具有代表性的消光系数。再次，要在主要光电装置上采取妥善的防光措施，以避免受其他光线的照射，通常采用对光源调制的方法来防止太阳光的干扰。另外，要保持光源到探测器的光轴准确，在自然条件下，例如大风引起的支架颤动将使得光轴发生偏离，造成一定的测量误差。

典型的透射仪如芬兰维萨拉(Vaisala)公司的 MITRAS 透射仪。它由发射机和接收机两部分组成。发射机主要由光源及透镜、闪光控制器与触发基座、光强测量、温度测量及加热控制器、污染检测及透射仪处理器等组成，其原理框图如图 3.8 所示。接收机除了氙灯光源、闪光控制器与触发基座外，基本结构与发射机相似，其原理框图如图 3.9 所示。

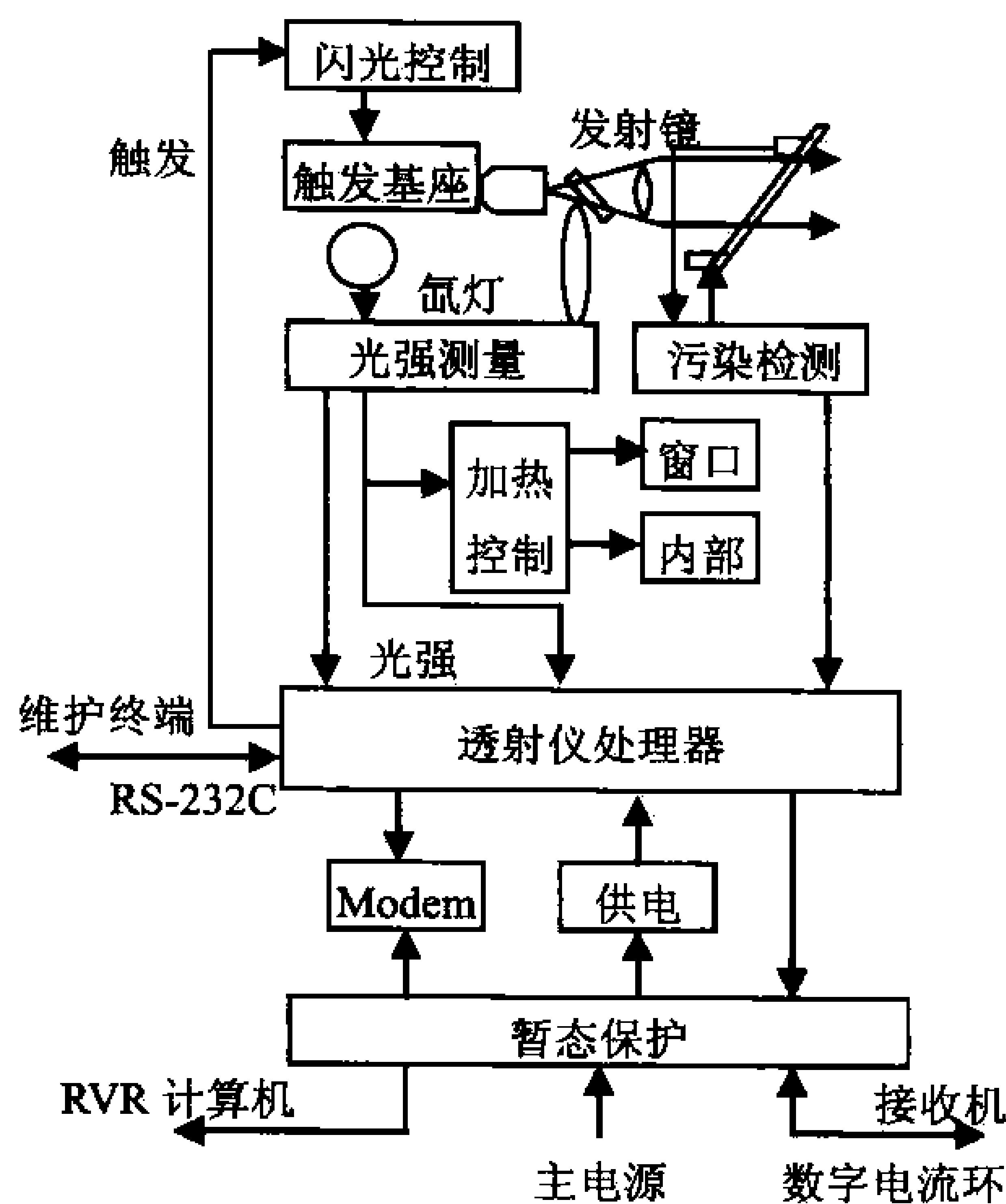


图 3.8　MITRAS 透射仪发射机框图

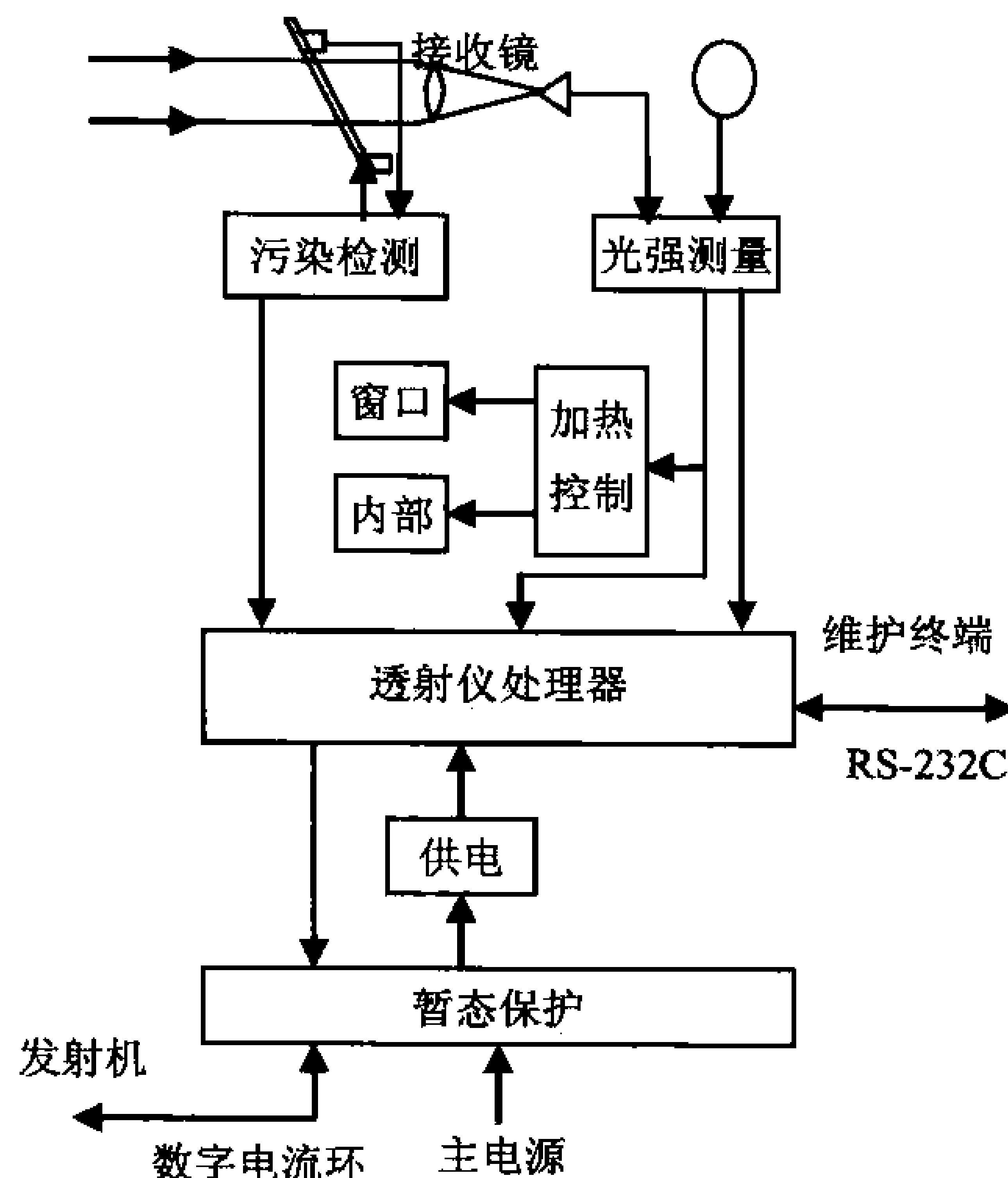


图 3.9　MITRAS 透射仪接收机框图

MITRAS 透射仪光源采用脉冲氙灯，峰值功率为 40～160 kW，光谱范围为 0.3～1.1 μm，闪光持续时间 1.5 ms，可连续工作 5500 h。发射透镜直径 50(或 20)mm，发射光束宽度为 0.5°。闪光控制器为氙灯贮能电容器提供高压，并提供触发脉冲。氙灯光强与电容器电能成正比，可进行调整。光强测量器既用于发射机测量发射端光脉冲强度，又用于接收机测量接收端光脉冲强度。加热控制包括对光学部件和保护窗的加热，从而使光学部件维持在恒定温度，并防止窗表面的水汽凝结。加热控制器根据测量的温度信号与设定温度的差值来确定是否加热及加热功率。

污染检测器由光发射器和光接收器组成，用于测量保护窗上的污染程度，以补偿因污染造成的透射因子衰减，其原理如图 3.10 所示。从处理器来的光信号高电平有效时，灯泡 D 亮，光线透过棱镜 L_1 进入保护窗，经保护窗内部和外部多次反射到达棱镜 L_2，附着在保护窗上的尘埃使接收器 PIN-PD V_4 接收到的光强减小，其输出经运放 A_4 转换为电压信号 CLA。灯泡 D 的光强，作为未经衰减的参考值，由另一个 PIN-PD V_3 接收，并经运放 A_3 转换为电压信号 RLA。比较 CLA 与 RLA，即可进行补偿。

发射机和接收机的透射仪处理器不仅在硬件电路上相同，而且固化在 EPROM 内的程序也相同，由一块跨接片的通断来确定工作方式，跨接片断时为发射机工作方式，通时为接收机工作方式。透射仪处理器监控整个透射仪的工作，它控制发收之间和发射机与室内计算机之间的数据交换。借助于远程调制器或本机维护终端键入命令，可使处理器工作于不同的模式并完成自检。

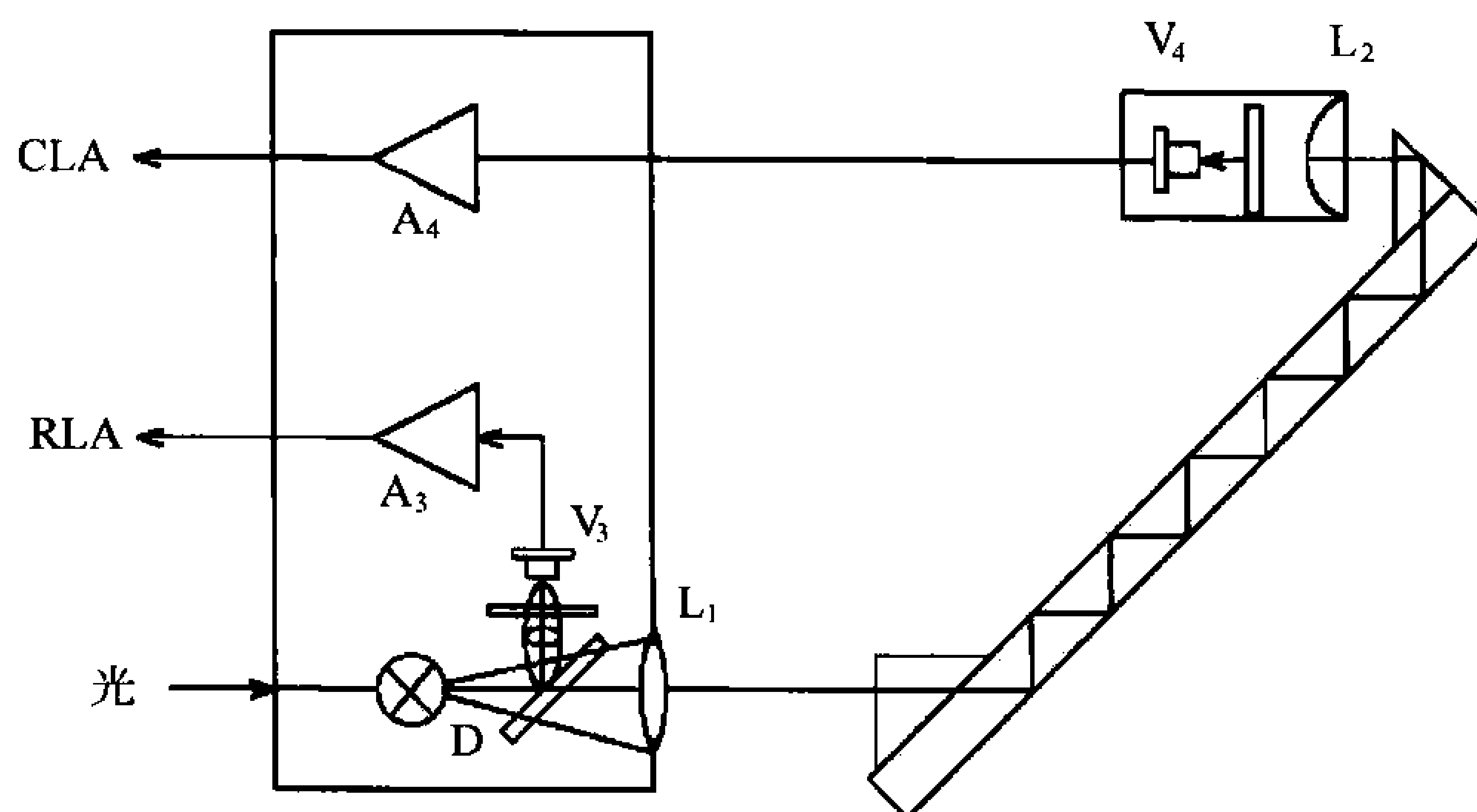


图 3.10　污染检测器原理图

MITRAS 透射仪有四种工作模式：测量模式、经济模式、污染补偿模式和深度污染补偿模式。测量模式时，透射仪每秒钟测量一次，每 30 s(或 60 s)计算一次透射因子的平均值。能见度好时，可运行于经济模式，此时透射仪采样间隔(氙灯闪烁间隔)根据能见度范围自动选择。如能见度≤2000 m，闪烁间隔取 1 s；而能见度>10000 m，闪烁间隔取 10 s。防护窗污染时，可运行于污染补偿模式，此时污染检测器每小时测量一次，60 次测量平均值作为补偿参数。只在人工测试时，可运行于深度污染补偿模式，此时污染检测器每分钟进行一次污染测量，并以 1 h 的测量平均值作为补偿参数。

3.4.3　测量散射系数的能见度仪

光在大气中衰减是由空气分子和气溶胶粒子等的散射和吸收所引起的。研究表明，在工业区附近，由于污染物的出现，冰晶(冰雾)或尘埃可使吸收项明显增强。然而，在自然雾中，吸收通常可忽略，散射系数可视作与消光系数相同。因此，用于测量散射系数的仪器可用于估计 MOR。

当瑞利散射对称时，散射系数 σ_s 由(3.4.7)式定义

$$\sigma_s = \frac{2\pi}{\phi_V}\int_0^{\pi} I(\phi)\sin\phi \mathrm{d}\phi \tag{3.4.7}$$

式中 ϕ_V 是进入空气体积 V 中的光通量，$I(\phi)$是与入射光成 ϕ 角方向上散射光强。

为了准确测定散射系数，应对各个角度的散射光进行测量和积分。然而一般的散射能见度仪是在一个限定角度内测量散射光，并根据限定角度积分和全范围积分之间的高度相关性计算能见度。

假定已把来自其他来源的干扰完全屏蔽掉，或这些光源已受到调制，则这种类

型的仪器在白天和夜晚就都能使用。目前主要有三种测量散射系数的能见度仪：后向散射能见度仪、前向散射能见度仪和积分能见度仪。

3.4.3.1　后向散射能见度仪

后向散射能见度仪，简称后向散射仪，是通过测量取样空气块的后向散射光来测量能见度的，其原理如图 3.11 所示。通常在仪器内并排地安装光发射器和散射光接收器，把一束光线聚集在发射器前面一小块体积空气中，接收器接收取样空气块的后向散射的光。从大气后向散射回波信号反演大气消光系数通常对大气作了水平均一的假设，当能见度较大时，这一假设可能引起大的反演误差。后向散射仪安装最方便，仪器可以放置室内，打开窗户向外发射并接收其回波信号即可实现能见度测量，常常可以制成便携式。目前的研究表明，能见度和后向散射系数之间的关系的相关性并不理想。

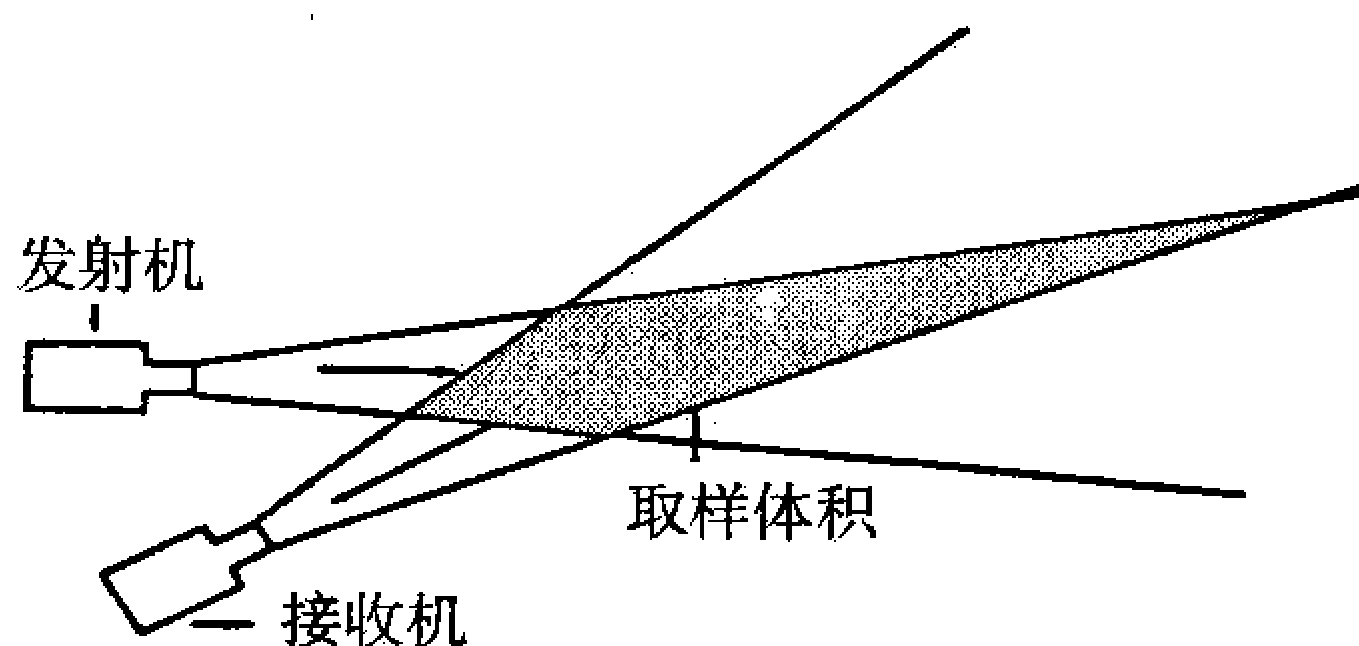


图 3.11　后向散射能见度仪测量原理示意图

美国 QUALIMETRICS 公司生产了一种 8344 型后向散射能见度仪，其结构框图如图 3.12 所示。发射器采用的光源是波长约为 0.9 μm 的发光二极管(LED)，输出功率为 20 mW，光束发射角为 1.25°，调制频率为 1 kHz。发射器设置了控制单元以补偿各镜片组件上灰尘积聚的影响。通过光导器使发射器内的 PIN-PD 接收发射光，并经前置放大、同步解调、差动放大消除背景光干扰后，与基准电压相比较，得到代表污染状况的误差信号，送至光源控制器去调整 LED 的电流。假设发射镜、接收透镜、光导器上的灰尘以相同比例积累，灰尘使光导器和接收透镜损失的光能量相等。为补偿接收透镜的光损失，控制单元驱动 LED 产生更强的光。对发射光进行采样并产生误差信号来调整 LED 发射光束的强度，不仅在一定程度上补偿了光学组件上灰尘积聚的影响，同时也消除了温度引起的电子线路漂移的影响。

接收器的敏感区域与发射光束相平行，只有图中阴影部分的气溶胶后向散射的光才能经接收透镜被光敏元件 PIN-PD 所接收，并经前置放大、同步解调、差动放大和直流放大后输出 0～10 mA 电流，表示能见度的大小。接收器原理框图如图 3.13 所示，前置放大将 PIN-PD 输出的光电流变换成电压，之间采用电容耦合

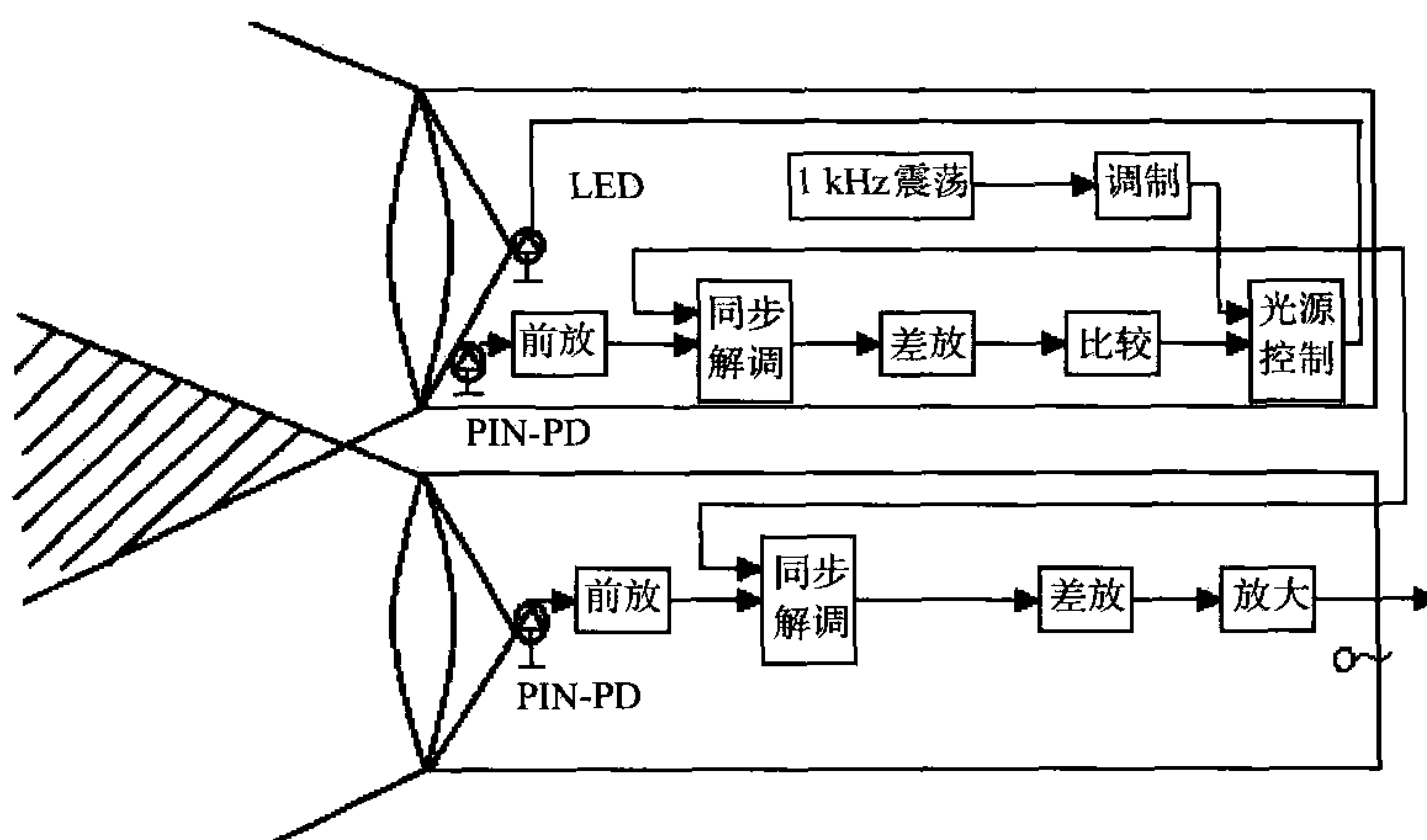


图 3.12　8344 型后向散射能见度仪结构框图

来消除稳定的背景光影响。由 CMOS 电路构成的单刀双掷开关 K 受调制器发出的同步信号控制，每当发射器被激励时，开关处于位置 1，电容 C_1 对有效后向散射信号 S 和杂散干扰光 N 进行采样和积分；在发射器停止工作时，开关处于位置 2，电容 C_2 仅对杂散干扰光 N 采样和积分。通过差动放大后输出 $(S+N)$ 与 N 之差值，即发射光的后向散射信号 S，从而消除了各种干扰光的影响。直流放大器将差动放大输出的电压进一步放大，输出放大器将电压信号转换成便于传输的 0～10 mA 电流，要求负载电阻 $R_L \leqslant 400\ \Omega$。$R_1$、$R_2$ 分别为零点和满度调节电位器。

透镜加热器用于防止在透镜上发生露或霜的凝结(华)，防护罩用于防止降水和减少杂散光及灰尘的影响，警报器用于防止 LED 过大的驱动电流的警报。

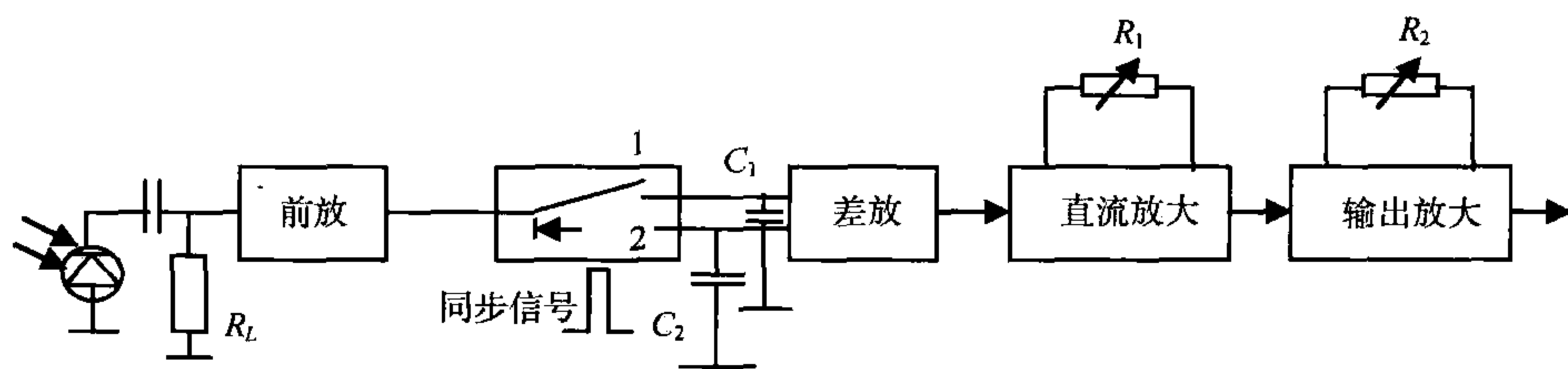


图 3.13　8344 型后向散射能见度仪接收器原理框图

3.4.3.2　前向散射能见度仪

前向散射能见度仪，简称前向散射仪，是通过测量某一前向散射角度的散射光来测量能见度的，其测量原理如图 3.14 所示。发射机发射脉冲光，大气中各种粒子对该入射光的散射形成散射光，发射与接收相交的体积中的散射能量被接收机

接收到，测量该散射能量便能通过计算确定能见度。发射光束和接收光束之间的夹角称为散射角，一般选定在 20°～50°之间的某一角度，大多数选在 35°，这是因为在这一角度范围内，散射系数与某一限定角度的散射光强之间具有较好的相关性，且大气散射相函数与气溶胶谱之间不敏感。下面根据大气散射理论，推导前向散射仪探测方程。

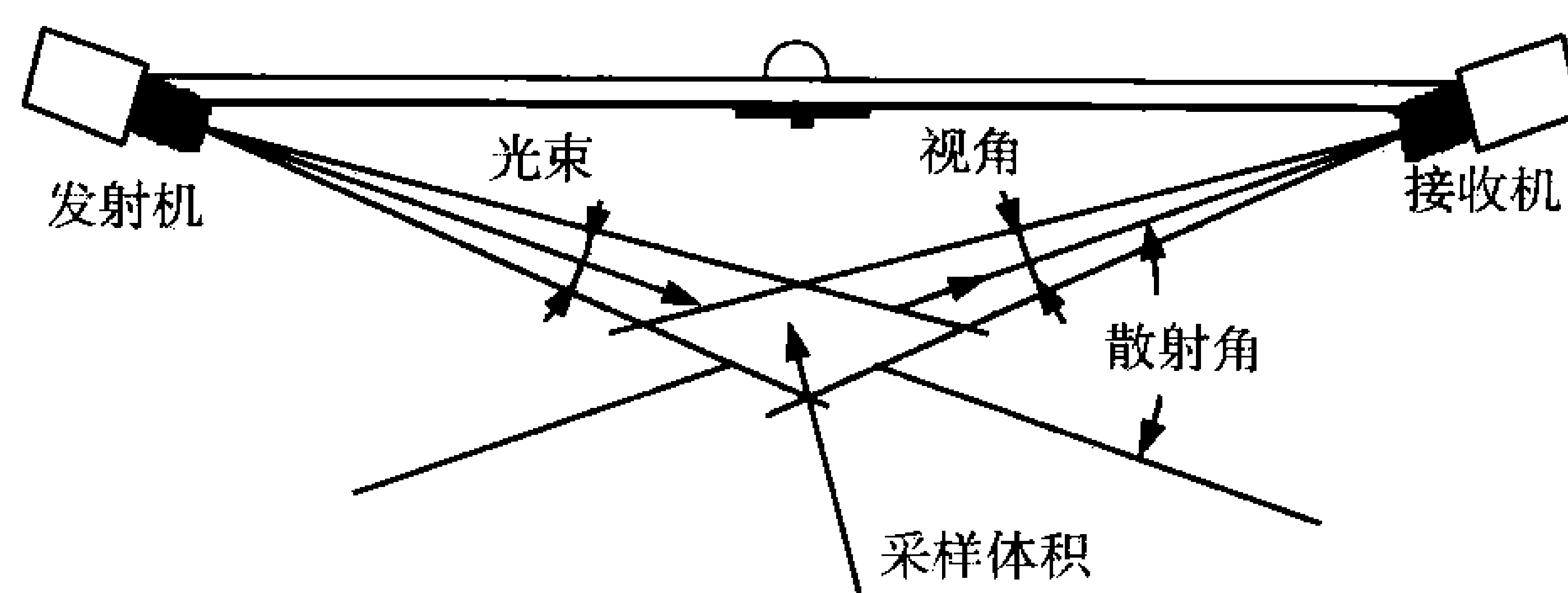


图 3.14　前向散射能见度仪测量原理示意图

单散射反照率 ω_0 为

$$\omega_0 = \frac{\sigma_s}{\sigma_t} \tag{3.4.8}$$

式中 σ_s 为散射系数(m^{-1})，σ_t 为消光系数(m^{-1})。根据大气散射理论，散射相函数 $P(\theta)$为

$$P(\theta) = \frac{4\pi \times \beta_s(\theta)}{\sigma_s} \tag{3.4.9a}$$

即

$$\sigma_s = \frac{4\pi \times \beta_s(\theta)}{P(\theta)} \tag{3.4.9b}$$

式中 $\beta_s(\theta)$是体积散射函数(m^{-1})，散射相函数 $P(\theta)$是散射角的函数。假设一束强度为 I_0 的单色平面波，照射到一个体积微元 $\mathrm{d}V$ 上，由散射函数定义，在距该散射体积元 R 处的散射波强度为

$$\mathrm{d}I_s(R,\theta) = \frac{I_0}{R^2} \cdot \beta_s(\theta)\mathrm{d}V \tag{3.4.10}$$

由于前向散射仪的入射波束张角较小，且采样体积较小，其径向长度远小于 R，因此可以认为采样体积内所有体积微元均接收到同样强度的照射，且对接收端而言散射角相同，均为 θ，θ 取为发射光中心轴和接收视场中心轴的夹角；采样体积内所有体积微元距接收端距离相同，均为 R，R 取为发射光中心轴和接收视场中心轴的交点距接收端的距离。

则接收端实际探测到的采样体积 V 所产生的散射光强度 $I_s(\theta)$为

$$I_s(\theta) = \frac{I_0 V}{R^2} \cdot \beta_s(\theta) \tag{3.4.11}$$

于是

$$\beta_s(\theta) = \frac{I_s(\theta) R^2}{I_0 V} \tag{3.4.12}$$

将(3.4.12)式代入(3.4.9b)式，并利用(3.4.8)式得

$$\sigma_t = 4\pi \frac{I_s(\theta)}{P(\theta)\omega_0} \times \frac{R^2}{I_0 V} \tag{3.4.13}$$

将(3.4.13)式代入(3.4.2)式，得

$$\mathrm{MOR} = \left[\frac{3.912}{4\pi}\right] \times \left[P(\theta)\omega_0\right] \times \left[\frac{I_0 V}{R^2}\right] \times \left[\frac{1}{I_s(\theta)}\right] \tag{3.4.14}$$

(3.4.14)式即是前向散射仪探测方程，右侧第一个方括号内值是常数项，第二个方括号内值是和大气气溶胶粒子有关的量，第三个方括号内值是和前向散射仪性能参数有关的量，第四个方括号内值是前向散射仪的测量值。前向散射仪测量时将散射光强通过 PIN 管转换成光电流，通过测量光电流确定散射光强。因此，进一步讨论误差因素时，还需要考虑接收器件的光电技术参数，同样地，发射光强也取决于发射器件光电技术参数。此外，由于采样距离只有 1 m 左右，因此，方程中忽略了传输中的衰减作用。

散射相函数和单散射反照率随着气溶胶的性质不同而不同。尽管散射角 35°附近的大气散射相函数对气溶胶谱的变化不太敏感，但随着气溶胶性质的不同仍有一定的变化，因此采用恒定的大气散射相函数值会引起大于 10% 的测量误差。要在不同天气条件下得到较好的测量结果，就必须针对雾、雨、雪、冰雾、扬沙、浮尘、沙尘暴等不同天气，分别使用与各种天气条件对应的散射相函数和单散射反照率。

近些年来，世界各国研制出了多种前向散射仪。例如芬兰维萨拉公司的 FD12 型，美国克里米克（Qualimetrica）公司的 8364 型。我国也有多种前向散射仪问世，如长春气象仪器厂研制的 SS-Ⅱ型和凯迈测控有限公司生产的 CJY 型等。

8364 型前向散射仪与一般的前向散射仪不同，它采用了独特的双光路方式来同时测量直射和前向散射光（如图 3.15 所示），提高了测量准确性。8364 型是采用模式 1 和模式 2 两种方式交互工作，其间的转换时间为 15 s，每 2 s 采集一组新的接收头数据。

在模式 1 下，发射头 1 工作，发射头 2 关闭，接收头 1 和接收头 2 同时测量前

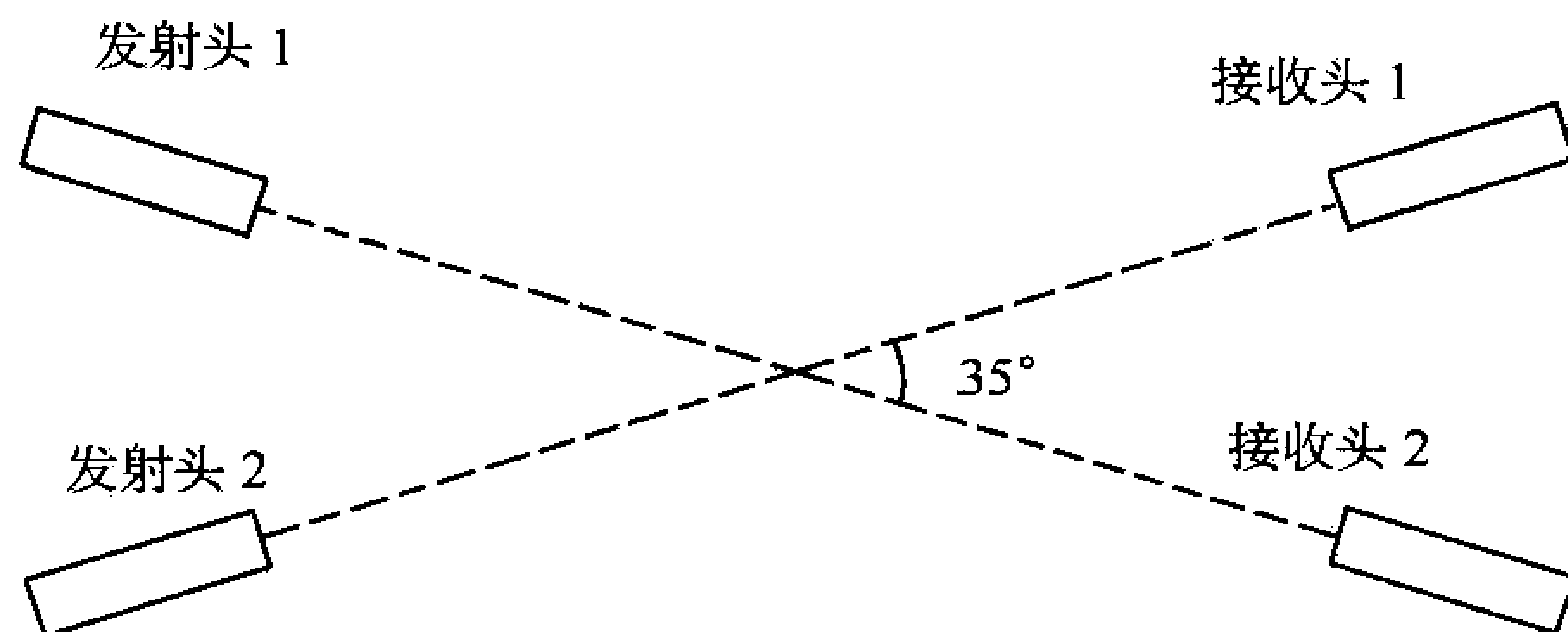


图 3.15　双光路前向散射仪测量原理示意图

向散射和直射光；在模式 2 下，发射头 1 关闭，发射头 2 工作，接收头 2 和接收头 1 同时测量前向散射和直射光。于是大气消光系数为

$$\sigma = C\left(\frac{D_{11}D_{12}}{D_{12}D_{21}}\right)^{1/2} \tag{3.4.15}$$

式中 D_{11} 为模式 1 下接收探头 1 的输出；D_{22} 为模式 2 下接收探头 2 的输出；D_{12} 为模式 1 下接收头 2 的输出；D_{21} 为模式 2 下接收头 1 的输出；C 为仪器常数。

由于有两套接收探头，从而最大限度地减少了以下三种主要因素变化对 σ 测量造成的影响：

(a)温度漂移或发射头寿命等原因造成的发射光源强度值变化；

(b)镜头污染所造成的误差积累；

(c)接收头的灵敏度受温差等影响而产生的变化。

此外，它还具有工作冗余度，如果其中一个发射头或接收头出现故障，则传感器就不再以两种模式交替轮流工作，而是以与单光路前散仪相似的方式继续工作，其测量准确度虽有所下降，但仍比传统单光路传感器要高。

前向散射仪测量准确度主要取决于系统的稳定性。对于进入采样空间中的光能，其稳定性由光源的热稳定性和发射头透射率的稳定性所决定。而接收头灵敏度的稳定性由接收头光路系统的透射率和接收头系统的热稳定性所决定。

一般，温度每升高 1℃，作为光源的红外发光二极管的能量减少 0.6%。如果不进行温度补偿，则每天 20℃左右的温差可造成 10%～15%的测量误差。一般单光路前向散射仪温差可控制在±2℃，则光源的热稳定性为±1.2%。8364 型前向散射仪因采用信号处理电路而使其光能量变化仅为 0.1%。单、双光路前向散射仪的接收头热稳定性都较好，精度均可达 0.1%。在尘埃、雨雪等恶劣环境下，要控制好光路系统中从光学界面到环境的透射率是非常困难的。8364 型前向散射仪通过双光路设计及信号处理电路，对这一影响进行了有效的补偿，所引入的误差可控制在 0.1%。

前向散射仪的采样空间很小，在大气水平不均一的情形下代表性较差，通常采取大量样本的平均来改善。例如每隔 2 s 取样 1 次，1 min 内的 30 个样本进行算术平均得到 1 min 的能见度平均值。为了考虑更长时间的平均，例如 10 min 平均值，通常将 1 min 的能见度平均值再进行调和平均处理，见(3.4.16)式，以便更好地反映能见度的快速降低情况而得到稍低的值

$$\overline{V} = \frac{N}{\sum_{n=1}^{N} \frac{1}{V_n}} \tag{3.4.16}$$

式中 V_n 是 1 min 平均能见度值，N 为参与平均的样本数。

3.4.3.3　积分能见度仪

如图 3.16 所示，积分能见度仪是以测量尽可能宽的角度（理想为 0°～180°，但实际上大约为 0°～120°）中的散射为基础的，接收机设置在垂直于发射宽角度光的光源轴的位置上。尽管在理论上这样的仪器比在很小的散射角范围测量的仪器给出更好的散射系数估计值，实际上却较难防范仪器在其取样空气中消光系数出现的变异。积分能见度仪并未广泛地用于测定 MOR，但这种仪器却常用于测定污染物。

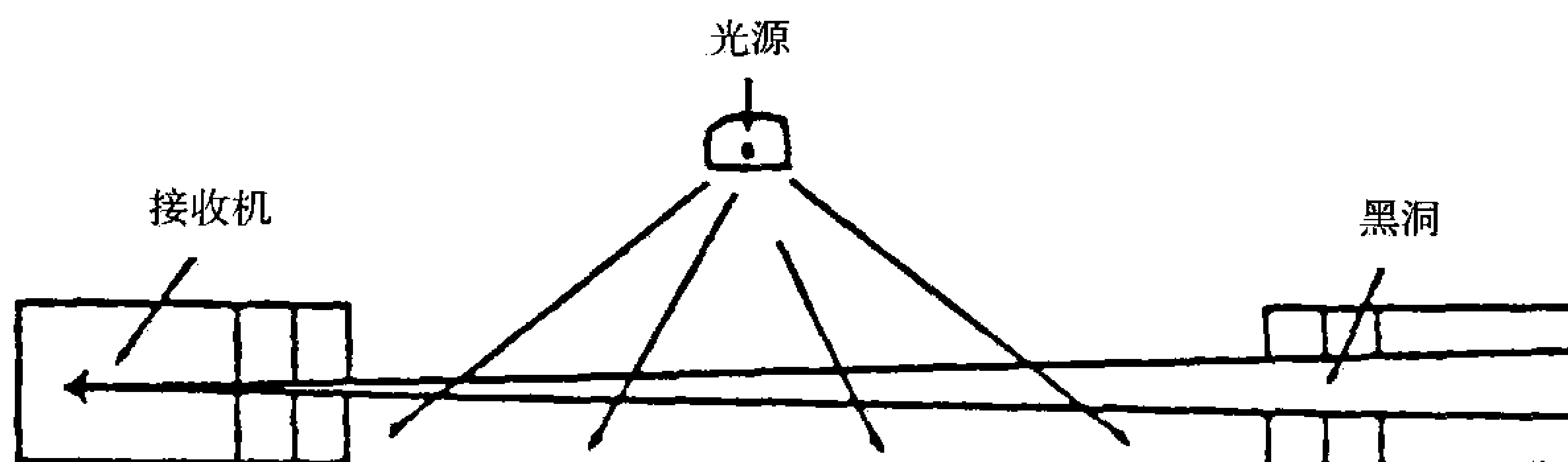


图 3.16　积分能见度仪测量原理示意图

3.4.4　能见度仪的误差因子

无论是透射仪还是散射仪，其测量准确度受到多种因素的制约，概括起来主要有：

(a)校准误差（能见度太低或在不稳定的情况下进行校准从而影响消光系数）。

(b)系统的电子设备的不稳定性。

(c)消光系数作为低通信号进行远距离输送时受到电磁场的干扰（尤其是在机场），最好是对此类信号进行数字化。

(d)来源于日出或日落的干扰和初始定向不良。莫月琴等的试验结果表明，在

无云晴天，阳光充足时，背景噪声对仪器性能影响较大，必须采取可靠的措施加以抑制。

(e)大气污染沾污光学系统。雨或伴随强风的猛烈暴雨的大量水滴和固体颗粒覆盖在光学系统上，是导致 MOR 测量误差的主要因素，甚至会堵塞光学系统，从而损害它。

(f)局地大气状况(阵雨和强风、雪等)导致不具代表性的消光系数读数或背离科希米得定律或使得得出的散射系数不同于相应的消光系数。

对于透射仪，发射器和接收器的准直性不好，发射器和接收器安装的刚性和稳定性(地面结冰和解冻、热应力)不完善以及灯泡的老化和中心位置不准也是测量误差的主要来源。而对于散射仪，当校准中使用不透明散射体时，在程序或材料上缺乏重复性也是其测量误差的主要来源。

若在透射仪光学路径上的消光系数能代表 MOR 范围内任何一处的消光系数值，使用经正确校准并良好地维护的透射仪应能提供具有良好代表性的 MOR 测量值。然而，透射仪只在一个有限的范围内能提供准确的 MOR 测量，对式(3.4.6)两边取对数，再微分即可得到透射仪测量误差的分析公式

$$\frac{\mathrm{d\,MOR}}{\mathrm{MOR}}=\frac{\mathrm{d}L}{L}-\frac{\mathrm{d}T}{T\ln T} \tag{3.4.17}$$

根据(3.4.17)式，对于 75 m 的基线，当能见度为 20 km 时，1%的光源标定误差，或 1%的透射因子测量误差，或发射(或反射)端的镜头由于污染发生 1%的透射因子变化，都可引起 MOR 值 88.4%的观测误差，误差放大 88 倍。图 3.17 表示基线长为 75 m 时 MOR 相对误差随透射因子变化的曲线，此时假定透射因子的测量准确度为 1%。对于大多数透射仪来说，透射因子的测量误差达到 1%，如果考虑到仪器的漂移、光学组件积尘或由于天气现象本身引起的读数分散，准确度可降到 2%～3%左右，这时图中垂直轴给出的相对误差必须乘以同样的因子，即 2 倍或 3 倍。

从图 3.17 中可以看到，在曲线的两端，MOR 测量相对误差呈指数增长，从而决定了 MOR 测量范围的上限和下限。对基线为 75 m 而言，假设 T 的误差为 1%，要求 MOR 测量时误差小于 5% ，则 MOR 测量范围在基线长度的 1.25 倍和 10.7 倍之间。当 MOR 小于 0.87 倍基线长度或大于 27 倍基线长度时，MOR 相对误差会超过 10%。测量范围超过越多，误差增长越快且变得无法接受。为了改进透射仪的测量性能，可在不同距离处采用两个接收器或后向反射器以便扩展 MOR 测量范围低限(短基线)和高限(长基线)两端，这种仪器称为双基线透射仪。例如用两个反射器，一个反射器位于 15 m 处，能见度低(差)时用，另一个位于

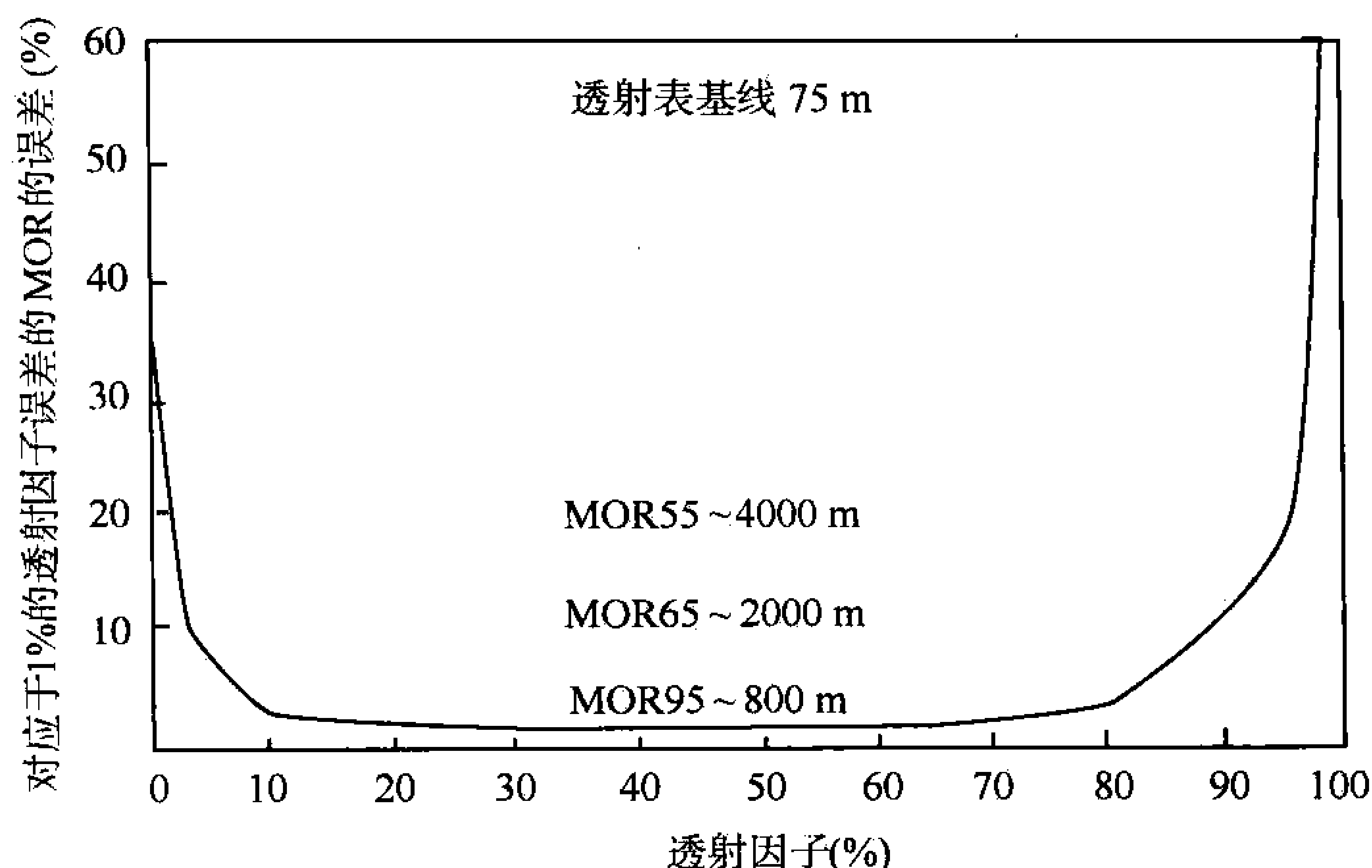


图 3.17　透射因子误差 1%引起的 MOR 误差

150 m处，能见度高时用。

由于相对于观测员所观测的大气来说，能见度仪只是采集了相当小范围的大气样本，只有当取样的空气体积能够代表观测点周围以测量值为半径的区域内的大气状况时，能见度仪才能提供准确的能见度测量值，因此在使用能见度仪测量值时需小心。若出现不均匀的雾或局地的雨或雪暴时，能见度仪的示值可能会与人工观测值出现较大的偏差。

WMO 于 1990 年组织了第一次能见度测量相互比对，结果表明，适当校准和维护得最好的透射仪，当 MOR 高达 60 倍于基线时，MOR 标准偏差只有约 10%。用散射仪测定低 MOR 值远没有用透射仪测得准确，在其读数中表现出很大的波动性，且较透射仪受降水的影响要大一些。结果还表明，最好的散射仪很少或不受降水的影响，可提供 MOR 的估计值，在 MOR 从 100 m 到 50 km 的范围内，只有约 10%的标准偏差。在相互比对中，几乎所有的散射仪都在其部分测量范围内表现出显著的系统误差。散射仪对其光学系统的污染程度显示出非常低的敏感度。

3.4.5　能见度仪的使用

散射仪与透射仪相比，对污染的敏感性相对较低，常被用作日常监测仪器，或用来对气象光学距离提供近似估计，目前较多地用于自动气象观测系统。透射仪仪应用于一些对能见度测量要求较高的测站，如机场，或作为散射仪的检定标准。

3.4.5.1　安置

能见度仪应安置在能确保测量对预定目的具有代表性的地方。因此，为了一般的天气应用，能见度仪应安装在远离局地大气污染的地方，例如烟、工业污染、多

尘路面等。对于航空应用来说,能见度仪应安置在机场跑道附近。

透射仪或散射仪的取样空气高度应与观测者的眼睛在同一水平面上,大约离地面 1.5 m 左右。

透射仪必须安置得使太阳在一天内的任何时刻都不出现在接收端光场内,对纬度 50°以内的地方,可采用水平地顺南北光轴设置(偏差可达±45°),或采用屏蔽或挡板来达到这种要求。透射仪安装时,应特别注意将发射器和接收器校准在一条直线上并正确调准光束。安装发射器和接收器的立柱应具有机械坚固性,以避免在结冻,特别是在解冻时地面位移造成的准直性偏离。

散射仪的安装比透射仪方便。散射仪光源和接收器安装在同一个支架上,避免了基线对准的困难。

3.4.5.2　*校准和维护*

为了获得满意和可靠的观测结果,用于 MOR 测定的能见度仪必须在规定的条件下操作和维护,定期检查和校准,持续保持良好的工作状态和最佳性能。

对能见度仪进行校准时,应在非常好的能见度下(超过 10～15 km)进行。必须避免由于大气状况不同而导致的错误校准,例如,当有强大的上升气流或暴雨之后,接近地面的气层中的消光系数会有明显的改变。如果在现场(例如机场)同时使用几种透射仪,当测值中观测到偏差时,则在这种情况下,不应进行校准。

对透射仪,必须定期清洁光学表面,甚至必须安排每天的维护工作,特别是在机场使用时。在降雨、降雪和沙尘暴等影响能见度的现象发生时或之后必须对透射仪进行清洁。

3.4.6　跑道视程的测量

在航空上,能见度的好坏决定着飞机能否正常起飞或着陆,它是保障飞行安全的重要气象要素之一。通常用跑道视程(RVR)作为航空上能见度的度量。

所谓跑道视程(RVR),是指在跑道中线上,航空器上的驾驶员能看到跑道面上的标志或跑道边界灯或中线灯的最远距离。进行跑道视程估计时,应当从驾驶员在航空器中的平均视线高度(一般为 5 m)来进行估计。跑道视程的估计值,与大气消光系数、视觉照度阈值和跑道灯光光强等有关。

对跑道视程进行人工观测时,观测人员应当在跑道起降地带的跑道中心线 5 m的高度上对可见的跑道灯或跑道标志进行计数,借助预先准备好的转换曲线,转换成跑道视程。实际上,在飞机起降期间,观测员必须离开跑道,在靠近跑道的位置进行观测,这种观测人员和飞行人员处在不同的观测位置的状况,带来了观测的灯光强度和背景等存在差异,对此要进行修正。

通常 RVR 小于 1500 m 时才报告。由于 RVR 是重要的机场运行标准,

ICAO对其观测和报告均有详细的规定。图3.18是ICAO向世界各国推荐的机场用跑道视程自动测量系统示意图。这种系统是由透射仪、背景亮度计及RVR计算机等组成。

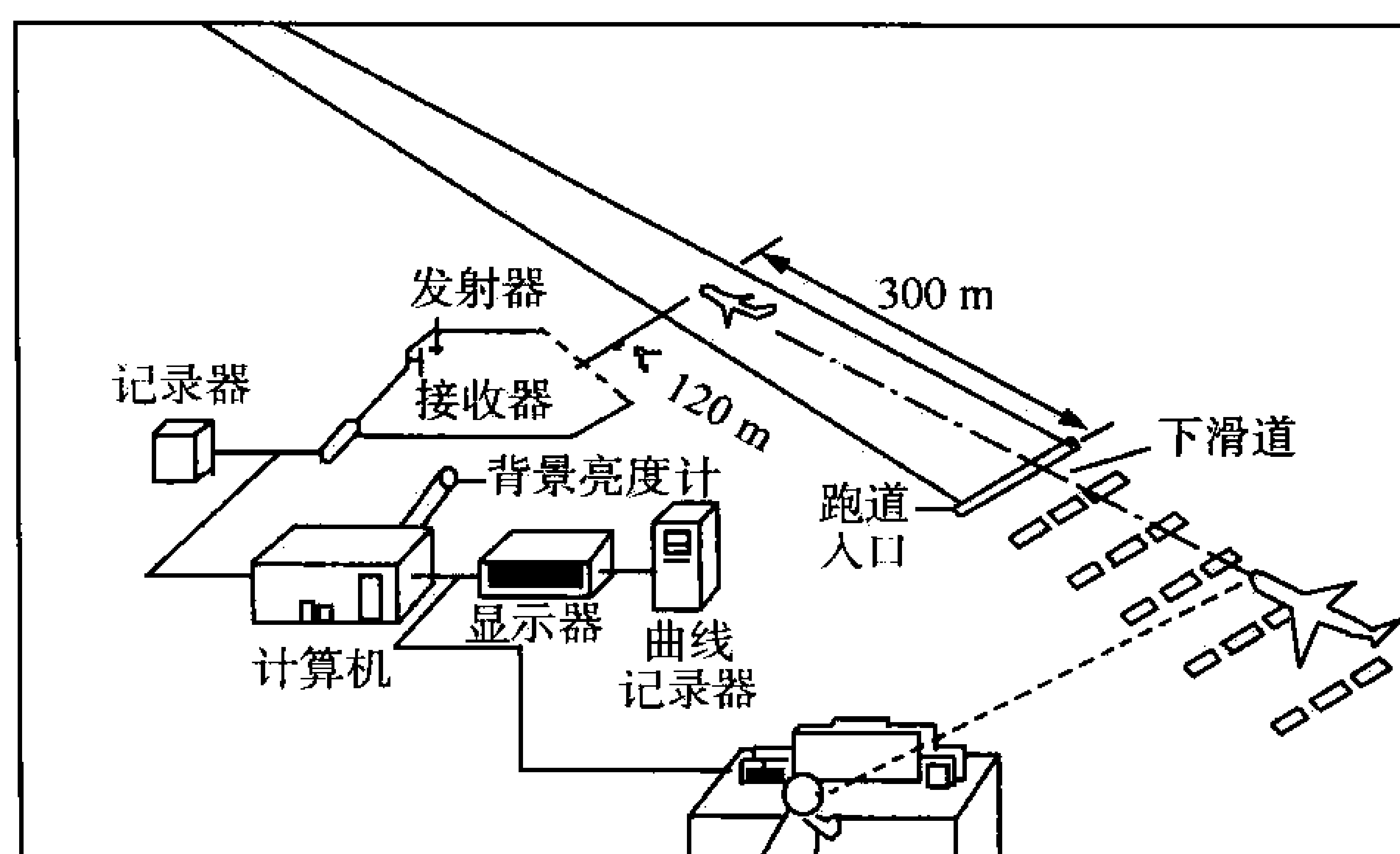


图3.18　跑道视程测量系统安装示意图

透射仪一般采用三台单端式，分别安置在跑道两端和中部，透射仪的测量基线的数量可按测量能见度的范围及准确度选定，相应有多个不同距离的反射器。在各种不同的天气条件，接收机控制的自动瞄准系统能自动选择合适的临时测量基线。背景亮度计测量背景光亮度和跑道灯光强度，提供计算视觉照度阈值和计算公式转换时所需的亮度值。通常每条跑道设置一台背景亮度计，放在跑道中部。

RVR计算机根据来自透射仪、背景亮度计和控制台的信息，进行判断、计算、记录和显示RVR数据。

跑道视程可用(3.4.2)式计算。若采用灯光作跑道标志物，则可采用(3.3.7)计算RVR值。ICAO建议照度阈值采用表3.6所规定的级别。

表3.6　ICAO规定的照度阈值

条　件	照度阈(lx)	背景亮度(cd/m²)
夜间	8×10^{-7}	≤50
黄昏	10^{-5}	51～999
白天	10^{-4}	1000～12000
晴天(日耀雾)	10^{-3}	>12000

附录:几个与能见度观测有关的光物理量

(1)光通量

单位时间通过一定面积的光量,单位为流明(lm)。

(2)亮度(也称光亮度)

通过垂直于选定方向上的单位面积、单位立体角内的光通量,单位为坎德拉/平方米(cd/m^2)。

亮度一般随观测方向而变,但有些光源,如太阳、黑体、粗糙的发光面和混浊的散射体等,其亮度与方向无关。

(3)光强(也称发光强度)

点光源在单位立体角内发出的光通量,单位为坎德拉(cd),$1\ cd = 1\ lm/sr$。

(4)照度(也称光照强度)

物体单位面积上所接受的光通量,单位为勒克斯(lx),$1\ lx = 1\ lm/m^2$。

习　题

(1)解释下列名词术语:

能见度;目标物与背景的亮度对比;气幕光;视亮度;气象能见度;灯光能见距离;MOR;跑道视程;透射因子;消光系数;对比视感阈;照度阈值;能见度代表值

(2)写出下列定律的表示式,并解释其各参量和定律的含义。

比尔定律;科希米得定律;阿拉德定律;布格一朗伯定律

(3)若气象能见度为 1 km,请问以天空为背景的灰色物体的能见距离是等于小于还是大于 1 km 呢?并请计算在暗夜、月夜和黑夜不同情况下,强度为 10 cd 的灯光的能见距离。

(4)为了保持透射仪、散射仪测量准确,在结构上需要采取什么措施?

(5)透射仪与前向散射仪各有何优缺点?在使用它们时,需要注意什么问题?

(6)“镜面污染”对透射仪和散射仪的测量结果有什么影响?怎样检测“镜面污染”及实施补偿?

(7)能见度仪所采用的波长若是单色红光,会对测量结果有什么影响?

(8)为什么不同天气条件(雾、雨、雪、霾、烟、沙尘等)对散射仪的测量准确性会产生不同的影响?

(9)假设能见度仪测量的 1 min 平均值分别为 3.2、3.1、3.1、2.9、3.3、3.2、2.8、2.3、1.8、1.3 km,请分别用算术平均法和调和平均法计算 10 min 能见度平均

值，并说明它们之间有什么差别？这种差别有什么好处？

(10)若透射仪的基线长为 75 m，透射因子 T 分别为 0.8 和 0.1，分别计算 MOR 值，若 T 的测量误差均为 1%，再计算 MOR 的测量误差。

第4章　天气现象的观测

天气现象是指发生在大气中或贴地面的物理现象，主要有降水现象、雾现象、烟尘现象、风沙现象、吹雪现象、风暴现象、雷电现象、地面凝(冻)结现象以及光学现象等。

所有天气现象都是在一定的天气条件下产生的。反之，不同的天气现象是不同天气系统，不同天气条件的反映。因此，天气现象的观测记录是研究天气状况的一种手段。

天气现象对工农业生产和军事活动有重要影响，正确观测天气现象的起止时间、强度变化、演变特点和发生地点，对气候分析和服务保障有着直接的作用。

本章主要介绍各类天气现象的特征，以便于正确地加以区分，同时介绍天气现象自动识别原理和方法，最后介绍了天气现象的报告方法。

4.1　天气现象的分类和特征

按照天气现象的成因，常将天气现象分为9类，它们是降水现象、雾现象、风沙现象、雷电现象、烟尘现象、风暴现象、吹雪现象、地面凝(冻)结现象和光现象。气象台站经常观测的天气现象和记录符号见表4.1。在一些台站，虹、晕、华、假日、蜃景和极光等光学现象也需要观测和记录，但在世界气象组织的现在天气电码中没有包括这些现象。

4.1.1　降水现象

降水现象，是指液态的、固态的或混合态的水凝(冻)物从空中下落到地面上的现象。主要区分为9类：雨、毛毛雨、雪、雨夹雪、米雪、霰、冰雹、冰粒和冰针。

4.1.1.1　雨

雨，是指由云中落下的水滴构成的降水。雨滴直径一般为0.5～6.0 mm，雨滴的密集度随降水的强度和性质的不同而有明显的变化；雨滴下降时清楚可见，落在水面上会激起圆形波纹和水花，落在干地(船甲板)上会留下湿斑。

雨主要分为间歇性、连续性、阵性和过冷却性四种性质，其特点如表4.2所示。雨的强度分为小、中、大三级，主要是根据雨的降落状况进行区分的。当雨滴清晰可辨，落到屋瓦或硬地上不四溅，雨声缓和淅沥，水洼形成很慢时，称为小雨；当雨

落如线，雨滴不易分辨，落到屋瓦或硬地上略有四溅，并有沙沙的雨声，水洼形成较快时，称为中雨；当雨落如倾盆，模糊成片，雨滴落到屋瓦或硬地上四溅高达数十厘米，雨声如擂鼓，水洼形成极快时，称为大雨。气象上通常还根据降水强度划分降雨的等级，如表 4.3 所示。

表 4.1 天气现象的种别和符号

类别	种类		符号	类别	种别	符号
降水现象	雨	间歇性	●	风沙现象	扬沙	$
		连续性			沙尘暴	S→
		阵性	▽̇	烟尘现象	烟	┌
		过冷却性	∾		霾	∞
	毛毛雨	间歇性	,		浮尘	S
		连续性		雷电现象	雷暴	ᚱ
		过冷却性	∾		闪电	<
	雪	间歇性	⋇	风暴现象	大风	F
		连续性			飑	∀
		阵性	⋇▽		龙卷	)(
	雨夹雪	间歇性	⋇●		尘卷风	§
		连续性		吹雪现象	低吹雪	┼
		阵性	⋇●▽		高吹雪	┼↑
	米雪		△	地面冻结现象	霜	⊔
	霰		⋇		雾凇	V
	冰雹		△		雨凇	∾
	冰粒		△			
	冰针		↔			
雾现象	雾	天顶可辨	≡			
		天顶不可辨	≡			
	浅雾		≡			
	轻雾		=			

注：测站无降水、雾、沙尘暴，而视区范围内的其他地区有降水、雾、沙尘暴时，相应符号为（●）、（≡）、（S→）。

表 4.2 降水性质的划分

性质	特　　点
间隙性	时降时止，或强度时大时小，但变化缓慢。
连续性	降水强度变化不明显，且观测时和观测前一小时无停歇现象。
阵性	开始和结束突然，且强度变化大而迅速。
过冷却性	雨滴温度在 0℃以下，与地物相碰会立即冻结。

表 4.3 降雨等级划分

雨的等级		小雨	中雨	大雨	暴雨	大暴雨	特大暴雨
降雨强度	mm/24h	＜10	10.0～24.9	25.0～49.9	50.0～99.9	100.0～199.9	≥200.0
	mm/h	≤2.5	2.6～8.0	8.1～15.9	≥16.0		

4.1.1.2　毛毛雨

毛毛雨，是指由很小的水滴构成的相当均匀的降水。雨滴直径通常小于0.5 mm。降落时呈飘浮状态，落在水面上不会激起波纹和水花，落在干地上没有湿斑，只是缓慢润湿地面。

毛毛雨分为间歇性、连续性和过冷却性四种性质。毛毛雨的强度分为小、中、大三级，主要是根据毛毛雨影响有效能见度的程度进行区分的。当有效能见度大于等于 1000 m 时，称为小毛毛雨；当有效能见度从 500 m 至小于 1000 m 时，称为中毛毛雨；当有效能见度小于 500 m 时，称为大毛毛雨。有时也可利用降水强度来区分毛毛雨的强度。当降水强度≤2.5 mm/h，称为小毛毛雨；当降水强度在2.6～4.9 mm/h 时，称为中毛毛雨；当降水强度≥5.0 mm/h 时，称为大毛毛雨。

4.1.1.3　雪

雪，是指由云中落下的分离或聚集的冰晶构成的降水。雪呈片状，多为六角形，白色，不透明。雪主要分为间歇性、连续性、阵性三种性质。雪的强度也分为小、中、大三级，区分方法与毛毛雨相同，也是根据雪影响有效能见度的程度进行区分的。

4.1.1.4　雨夹雪

雨夹雪，是指雨和湿雪（毛毛雨和米雪）同时降落的降水。雨夹雪分为间歇性、连续性和阵性三种性质。

雨夹雪的强度分为小、中两级，主要是根据雨夹雪影响有效能见度的程度进行区分的。当有效能见度大于等于 500 m 时，称为小雨夹雪；当有效能见度小于500 m时，称为中雨夹雪。

4.1.1.5　米雪

米雪，是指由云中落下的白色、不透明的非常小的粒状冰构成的降水。多呈粒状和杆状，直径常小于 1 mm，落在坚硬地面上不会反跳。

4.1.1.6　霰

霰，是指由云中落下的白色不透明的圆锥形或球形的颗粒状固态降水，直径常为 2～5 mm，下降时常呈阵性，落在地面上常反跳，松脆易碎。

4.1.1.7　冰雹

冰雹，是指由云中落下的坚硬的球状、圆锥状或不规则状的固态降水。大小差异很大，大的直径可达数十毫米，小的只有几毫米。落到坚硬的地面上一般会反跳，并可听到碰击声。以阵性降水的形式出现，常伴有雷暴。雹核一般不透明，外包有由透明层与不透明层相间的冰层。小雹以霰为核心，包有薄冰层。

4.1.1.8 冰粒

冰粒，是指透明的丸状或不规则状的固态降水。质地较硬，落在坚硬的地面上一般会反跳，直径小于 5 mm，有时内部还有未冻结的水，如被碰碎，则仅剩下破碎的冰壳。

霰、冰粒和冰雹的强度均分为轻、中常、强三级，主要是根据它们在地面上的累积情况进行区分的。下降量少，散落于地，无明显累积现象时，称为轻的霰、冰粒或冰雹；下降量一般，地面累积缓慢时，称为中常的霰、冰粒或冰雹；下降量大，地面累积迅速时，称为强的霰、冰粒和冰雹。

4.1.1.9 冰针

冰针，是指从空中降落的由水汽凝华而成的微小冰晶体。呈针状、星状、片状和柱状，下降速度很慢，像是悬浮在空中，在阳光或灯光照射下闪烁发光。可降自云中，也可从无云的空中降落，多出现在高纬度或高原地区严冬季节。

各类降水的主要特征和出现天气条件总结在表 4.4 中。

表 4.4 各类降水的主要特征和出现天气条件

天气现象	直径(mm)	外形特征及着地特征	下降情况	常降自何种云	天气条件
毛毛雨	<0.5	干地面无湿斑，润物渐匀，水面无波纹	稠密漂浮，雨滴难辨	St、Sc	气层稳定
雨	≥0.5	干地面有湿斑，水面起波纹	雨滴可辨，下降如线，强度变化较缓	Ns、As、Sc、Ac	气层较稳定
阵雨	>0.5	同上，但雨滴往往较大	骤降骤停，强度变化大，有时伴有雷暴	Cb、Cu、Sc	气层不稳定
雪	大小不一	白色不透明六角或片状结晶，固体降水	飘落，强度变化较缓	Ns、As、Ci	气层稳定
阵雪	同上	同上	飘落，强度变化较大，开始和停止都较突然	Cb、Ns、Ac	气层较不稳定
雨夹雪	同上	半融化的雪(湿雪)，或雨和雪同时下降	同雨	Ns、As	气层稳定
阵性雨夹雪	同上	同上	强度变化大，开始和停止都较突然	Cb、Ns、As	气层较不稳定
米雪	<1	白色不透明，扁长小颗粒，固态降水，着地不反跳	均匀、缓慢、稀疏	St、≡	气层稳定
霰	2~5	白色不透明的圆锥或球形颗粒，固态降水，着硬地常反跳，松脆易碎	常呈阵性	Cb、Sc、Ns、As	气层较不稳定
冰雹	2~数十	坚硬的球状、锥状或不规则的固体降水，大的着地反跳，坚硬不易碎	阵性明显	Cb	气层不稳定
冰粒	1~5	透明丸状或不规则固态降水，有的内部还有未冻结的水，着地常反跳，有时打碎只剩冰壳	常呈间隙性，有时与雨伴见	Ns、As、Sc	气层较稳定
冰针	极微小	片状或针状结晶，在阳光照耀下，闪烁可辨，有时可形成日柱或其他晕的现象	下降缓慢有如飘浮空中	云或雾	气层稳定

4.1.2　雾现象

雾现象，是指近地面大气中悬浮大量细小水滴或冰晶的现象，分为雾、轻雾和浅雾 3 类。

4.1.2.1　雾

雾，是指近地面大气中悬浮大量细小水滴或冰晶的现象，其厚度超过 2 m(海上超过 10 m)，有效水平能见度小于 1000 m。出现时，相对湿度常为 100%或接近 100%，天空常呈白色，受烟尘影响时呈黄色。

当观测点天顶附近天空可见时，称为天顶可辨雾。当观测点天顶附近天空不可见时，称为天顶不可辨雾。

4.1.2.2　轻雾

轻雾，是指常呈灰白色的稀薄雾幕，厚度超过 2 m(海上超过 10 m)，有效水平能见度不小于 1000 m。出现时相对湿度较大，受烟尘影响时，天空呈灰色或黄色。

4.1.2.3　浅雾

浅雾，是指呈散片或连绵不断状态分布的雾，厚度不超过 2 m(海上不超过 10 m)。在浅雾中观测时，水平能见度小于 1000 m，但由于其厚度不超过 2 m，因而不影响观测的有效水平能见度和垂直能见度。

4.1.3　风沙现象

风沙现象，是指大量沙土被风吹起扬于空中，使能见度显著减小的现象，分为扬沙和沙尘暴 2 类。

4.1.3.1　扬沙

扬沙，是指较大风速或较强的扰动气流将大量的尘土、沙粒从地面吹起飞扬于空中的现象。出现时，阳光减弱，天空呈黄色，垂直能见度较差，有效水平能见度不小于 1000 m。

4.1.3.2　沙尘暴

沙尘暴，是指强大的阵风或强烈的扰动气流将大量的沙粒、尘土猛烈地卷入空中的现象。出现时，黄沙滚滚、遮天蔽日，天空呈土黄色，垂直能见度恶劣，有效水平能见度小于 1000 m。如果沙尘暴随冷锋或飑线出现时，往往可观测到上风方向的天空颜色显著变黄，继而地平线上出现沙浪，甚至可见沙暴堤。

沙尘暴的强度分为沙尘暴、强沙尘暴和特强沙尘暴三级，主要是根据观测时沙尘暴影响有效水平能见度的程度进行区分的。当有效水平能见度为不小于 500 m 至小于 1000 m 时，称为沙尘暴；当有效水平能见度为不小于 50 m 至小于 500 m 时，称为强沙尘暴，当有效能见度小于 50 m 时，称为特强沙尘暴。

4.1.4 烟尘现象

烟尘现象，是指大量细小的烟粒、盐粒和尘土等悬浮于空中的现象，分为烟、霾和浮尘3类。

4.1.4.1 烟

烟，是指大量的由燃烧而生成的小微粒悬浮在空中的现象。出现时天空呈灰色、褐色或黑色，太阳呈红色或淡红色，浓度大时可闻到烟的气味。严重时，可使有效水平能见度小于1000 m。

4.1.4.2 霾

霾，是指大量的肉眼看不见的极细小的尘埃、烟粒、盐粒均匀地浮游在空中的现象。出现时，大气较浑浊，远山森林等深色物体呈浅蓝色，太阳、雪山等光亮物体呈淡黄色或橘黄色。严重时，可使有效水平能见度小于1000 m。

4.1.4.3 浮尘

浮尘，是指大量的尘土细粒较均匀地浮游在空中的现象。出现时，远处景物呈褐黄色，太阳呈苍白色或淡黄色。强烈的浮尘，可使有效水平能见度小于1000 m。

各类视程障碍现象的特征和主要区别点总结于表4.5中。

表4.5　视程障碍现象的特征和区别

天气现象	特征或成因	影响能见度的程度(km)	颜色	形成天气条件	大致出现时间
雾	大量微小水滴浮游空中	<1.0	乳白色	相对湿度接近100%	晨间易见
轻雾	微小水滴或已湿的吸湿性质粒组成的稀薄雾幕	1.0～10.0	灰白色	相对湿度低于100%，空气稳定	早晚较多
扬沙	本地或附近尘沙被风吹起	1.0～10.0	天空混浊、土黄色	风较大	冷空气过境或雷雨飑线影响时，北方春季易出现
沙尘暴	同上	<1.0	同上	风很大	同上
浮尘	远处尘沙经上层气流传播而来或扬沙、沙尘暴过后尚未下沉的细粒浮游在空中	<10.0	远物土黄色，太阳苍白或淡黄色	无风或风较小	冷空气过境前后
霾	大量极细微的尘粒，均匀浮游空中	<10.0	远处光亮物体微带黄色	气团稳定、较干燥	一天中任何时候均可出现
烟	城市、工厂或森林火灾等排出的大量烟粒弥漫空中，有烟味	<10.0	红色黑暗物体微带蓝色，远处来的烟幕呈黑、灰、褐色，日出、黄昏时太阳呈现红色	气团稳定，有逆温时易形成	早晚常见
高吹雪	大量的雪被强风卷着随风运行	<1.0	白色	风很大	本地或附近有大量积雪时

4.1.5　雷电现象

雷电现象，是指云中（尤其是积雨云中）、云间、云地之间产生的放电现象，分为雷暴和闪电两类。

4.1.5.1　雷暴

雷暴，是指由闪电和雷声所表现的突然放电现象。既闻雷又见闪电或只闻雷，都判定为雷暴。

雷暴强度通常分为小和大两级，主要是根据观测时雷声的强弱、连续情形区分的。当雷声不连续、不响亮时，称为小雷暴；当雷声大而连续成串时，称为大雷暴。大雷暴出现时常伴有大风、大阵雨、冰雹等天气现象，有时会出现气温、气压、风等气象要素的急剧变化。

4.1.5.2　闪电

闪电，是指云中、云间或云地间产生放电时伴随的电光，但不闻雷声。

4.1.6　风暴现象

风暴现象，是指具有一定破坏力的强风现象，分为大风、飑、龙卷和尘卷风 4 类。

4.1.6.1　大风

大风，是指瞬时最大风速达到或超过 17.2 m/s 的风。

4.1.6.2　飑

飑，是指短时内风向突变、风速剧增的现象。其判定标准是：瞬时风速突然增加 8 m/s 以上且至少维持 1 min，然后突然减小，而且在维持时间内平均风速不小于11 m/s。

4.1.6.3　龙卷

龙卷，是指出现在积雨云下部的漏斗状云及其伴随的小范围的强旋风。漏斗状云体，有时稍伸即隐或悬挂空中，有时能触及地（海）面。

4.1.6.4　尘卷风

尘卷风，是指从地面向上扩展的小范围的旋风。旋转运动的高度超过 10 m，直径超过 2 m。尘卷风出现时，将地面的尘沙和细小物体卷入空中，像急转的漏斗状柱子。多形成于干燥地区的春季、夏季午后。

4.1.7 吹雪现象

吹雪现象，是指强风将地面积雪吹起飞扬于空中的现象，分为低吹雪和高吹雪两类。

4.1.7.1 低吹雪

低吹雪，是指地面上的积雪被风吹起，高度不超过 2 m 的吹雪现象。出现时，水平能见度没有明显减小。

4.1.7.2 高吹雪

高吹雪，是指地面上的大量积雪被强风吹起，高度超过 2 m 的吹雪现象。出现时，水平能见度减小。

高吹雪强度通常分为轻、强两级，主要是根据观测时高吹雪影响有效水平能见度的程度区分的。当有效水平能见度为 1000 m 至小于 10000 m 时，称为轻高吹雪；当有效水平能见度小于 1000 m 时，称为强高吹雪。

4.1.8 地面凝(冻)结现象

地面凝(冻)结现象，是指水汽(水滴)凝结(华、冻结)在地面或地面物体上的现象。主要区分有露、霜、雾凇、雨凇等。地面冻结现象的种别，主要根据附着在地面或地面物体上的冻结物的形态进行判定。

4.1.8.1 露

露，是指水汽凝结在地面物体上的水珠。常出现在晴朗少风湿度大的夜间，出现时地表温度在 0℃以上。

4.1.8.2 霜

霜，是指水汽凝华在地面物体上的白色冰晶层。常出现在晴朗微风的夜间。以草、屋顶、露天的木板等表面最多。因温度降低到 0℃以下露冻结成冰珠，也应该判定为霜。

4.1.8.3 雾凇

雾凇，是指水汽凝华或雾滴冻结在地面物体上的呈针状和柱状的冰晶。雾凇出现在寒冷雾天。出现时，多附着在较细的枝状物体(如树枝、电线等)的迎风面上，表面疏松，起伏不平，受震易脱落。

4.1.8.4 雨凇

雨凇，是指过冷却雨或过冷却毛毛雨滴碰到地面物体后直接冻结而成的坚硬冰层，呈透明或毛玻璃状，外表光滑或略有隆起。

地面凝(冻)结现象特征及主要区别总结于表 4.6 中。

表 4.6　地面凝(冻)结现象特征及区别

天气现象	外形特征及凝结特征	成　因	天气条件	容易附着的物体部位
露	水珠(不包括霜融化成的)	水汽遇冷却面凝结而成	晴朗少风湿度大的夜间地表温度 0℃以上	地面及近地面物体(如草叶上)
霜	白色松脆的冰晶或冰珠	水汽直接凝华而成或由露冻结而成	晴朗微风湿度大的夜间地表温度 0℃以下	同上
雾凇	乳白色的冰晶层或粒状冰层,较松脆,常呈毛茸茸针状或起伏不平的粒状	过冷却雾滴在物体迎风面冻结或严寒时空气中水汽凝华而成	气温较低(－3℃以下)有雾或湿度大时	物体的突出部分和迎风面上
雨凇	透明或毛玻璃状的冰层,坚硬光滑或略有隆突	过冷雨滴或毛毛雨滴在物体(低于 0℃)上撞冻而成	气温稍低(0～3℃)有雨或毛毛雨下降时	水平面、垂直面上均可形成,但水平面和迎风面上增长快

4.2　天气现象的自动识别

当前天气现象的观测主要依靠受过培训的观测员的视觉和听觉进行。随着应用需求的增加和难以维持庞大的观测员队伍的高额费用,也随着各种气象要素自动测量技术的成熟,一些天气现象自动识别仪器已研制成功,并在一些场合得到了应用。

天气现象自动识别,主要是综合利用了各种可自动测量的气象要素(如气温、露点温度、能见度、风速、风向、降水量、雷电)信息以及降水物的判别信息,根据各种天气现象出现时与气象要素之间的相互关系进行的。目前较为成熟的是各种降水类型的自动识别。

4.2.1　降水类型的自动识别

降水类型的自动识别,可采用光学、声波、电磁波(雷达)等多种探测技术,其中以光学原理为基础的降水类型识别技术研究得较为深入。如芬兰 Vaisala 公司生产的 FD12P、PWD12 和 PWD22 天气现象传感器,德国 Thies 公司生产的激光降水探测器,英国 BIRAL 公司生产的 HSS 能见度/天气现象仪,美国 OSI 公司(原 ScTi 公司)生产的 WIVIS、OWI 系列天气现象识别仪等。降水微粒的大小、形状、降落速度和浓度导致了与光信号的强度和光信号的多样性或频率有关的特征,利用这些特征可判别降水类型。基于光学原理进行降水类型识别的技术,主要有光

强衰减多要素判断法、降水粒子光强闪烁法和降水粒子下落速度法等。外场测试表明，除了非常小的雪和毛毛雨以及湿雪或正在融化的雪与雨难以区分开外，大多数仪器降水的检出率超过 90%。

4.2.1.1　光强衰减多要素判断法

该方法采用前向散射仪和雨水检测器同时测量某一时刻的降水信号，利用二者之间的比例关系基本确定降水类型，并利用同时测量的气温信息提高判断的准确性。

由前向散射仪原理，接收端接收到的光强与测量区域的粒子多少和尺寸有关，这样，接收端接收到的散射光强可与降水量建立关系。若将前向散射仪接收端接收到的信号称为虚降水量。同时，用雨水检测器实际测量的降水量称为实降水量。由于液态降水的密度为 1 g/cm^3，而固态降水的密度范围在 0.9～0.01 g/cm^3 之间。假设降水为典型的降雪，其密度约为 0.1 g/cm^3，则对同一容器来说 10 cm 厚的雪相当于 1 cm 厚的液态水。经长期试验，利用同一时刻由前向散射仪接收到的散射光强与雨水检测器接收到的强度之比可以区分降水类型。图 4.1 为 Vaisala 公司通过长期试验得到的降水类型判断图。温度传感器用来粗分降水类型（$T>8$℃不会降雪，$T<0$℃不会下雨），提高判断准确度，其生产的 FD12P 天气现象传感器和 PWD12、PWD22 现在天气传感器都是采用这种测量原理进行降水探测的。PWD12 和 PWD22 现在天气探测器是由前向散射能见度传感器和现在天气传感器组成的二合一仪器（见图 4.2）。PWD12 现在天气探测器采用 PWD10 能见度传感器，其能见度测量范围为 10～2000 m，PWD22 现在天气探测器采用 PWD20 能见度传感器，其能见度测量范围为 10～20000 m。PWD12 可以识别雨、毛毛雨、雨夹雪和雪等 4 种不同类型的降水和雾、轻雾、霾、烟、沙尘等视程障碍现象，可以报

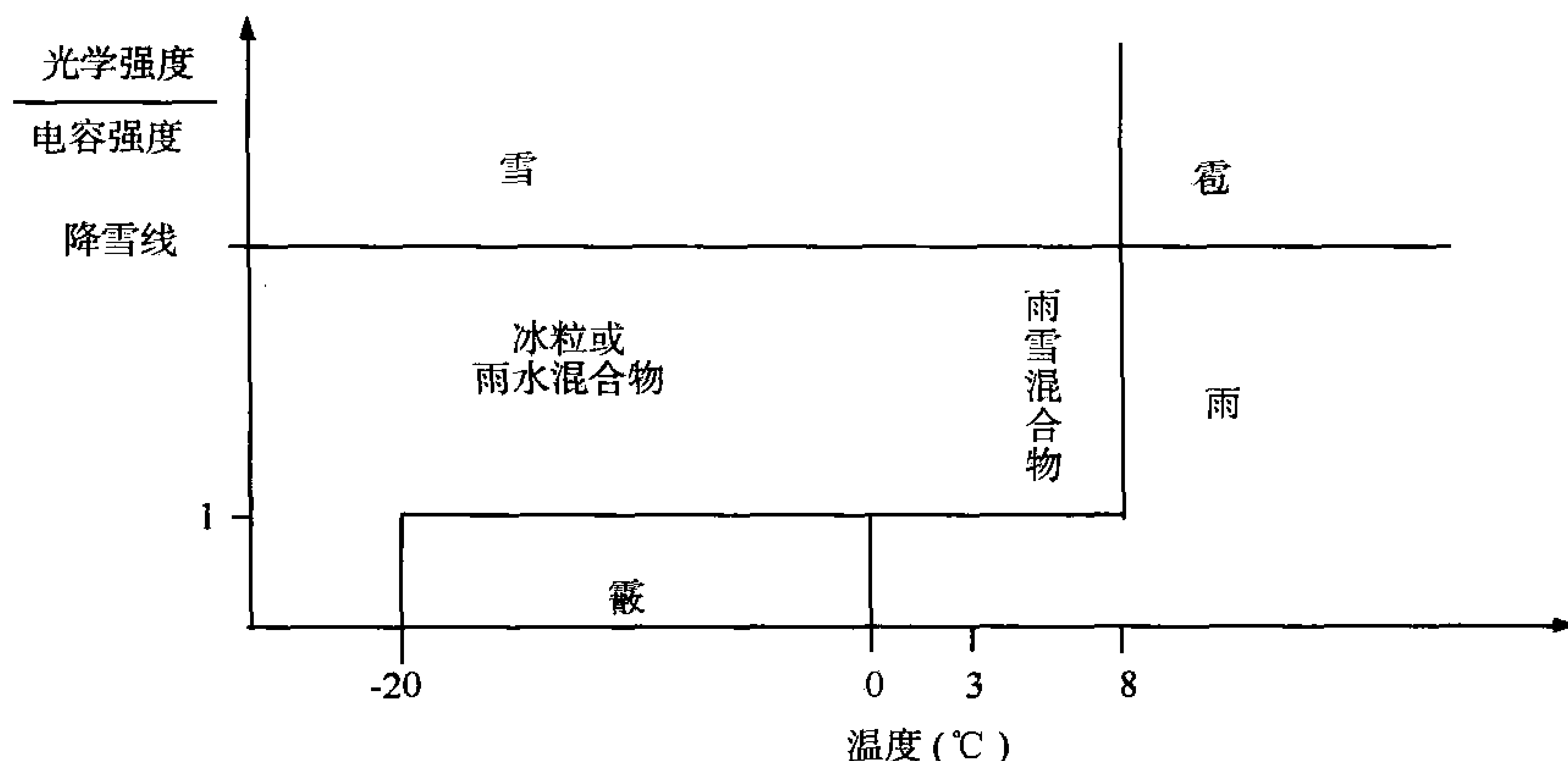


图 4.1　FD12P 降水类型判断图

告 WMO 4680 电码表中的 39 个不同的电码。PWD12 可以识别雨、冻雨、毛毛雨、冻毛毛雨、雨夹雪、雪和冰粒等 7 种不同类型的降水和雾、轻雾、霾、烟、沙尘等视程障碍现象，可以报告 WMO 4680 电码表中的 49 个不同的电码。

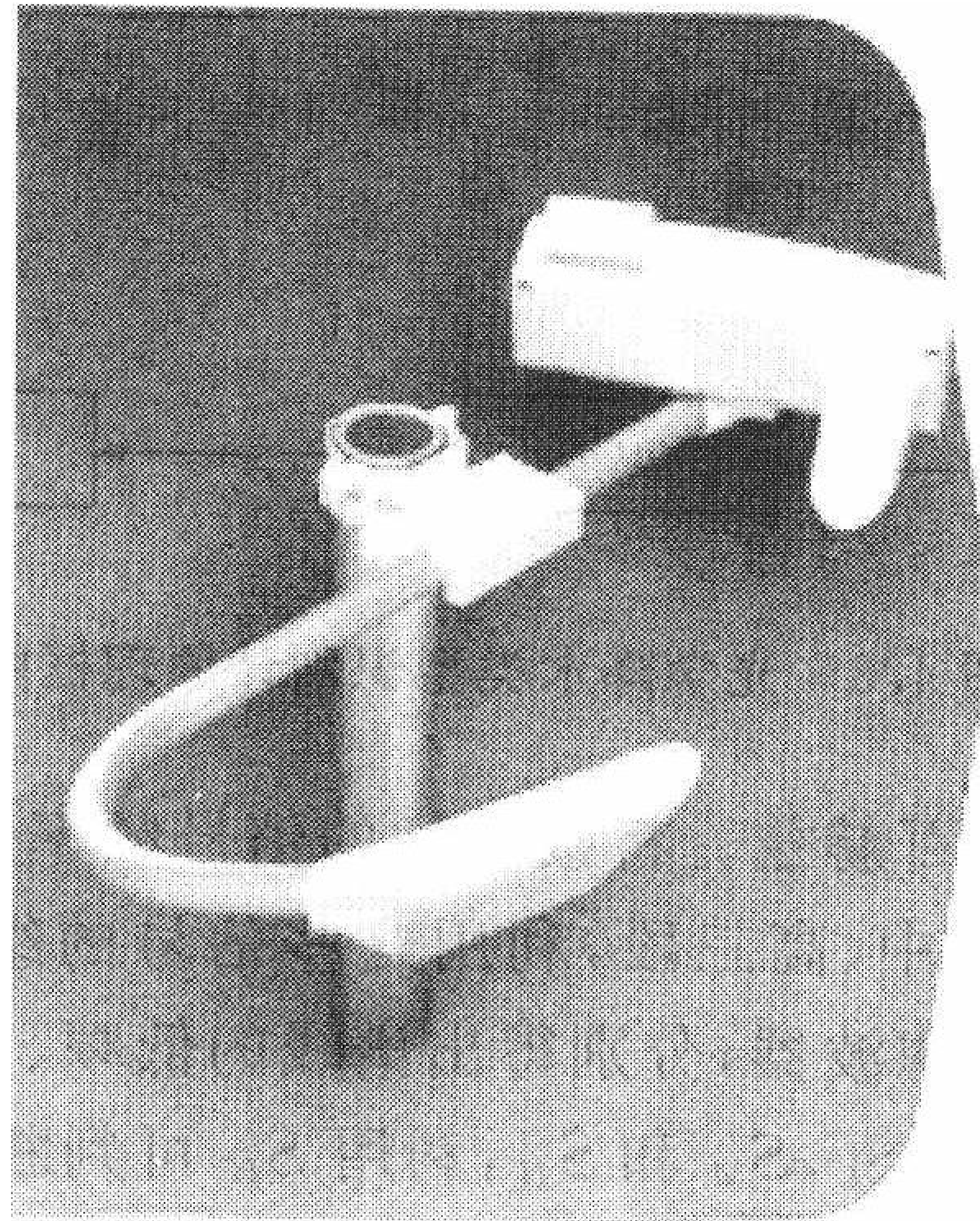


图 4.2　Vaisala 公司 PWD22 现在天气探测器

4.2.1.2　降水粒子光强闪烁法

当光束在雨中传播时，不仅因吸收和散射现象而损耗其能量，而且还因介质的不规则性，使得光束波前发生畸变。在任一瞬间，各个雨滴在接收平面上形成各自的衍射图样。随着雨滴的下落运动，接收平面上的衍射图样也移动，这就使得探测器上的光强发生忽大忽小的起伏变化，产生光强闪烁。

根据推导，光强闪烁与降水强度和降水粒子半径有关。不同降水会产生不同的闪烁信号，对探测到的闪烁信号进行处理，即可获得降水类型。

该类型仪器主要由发射端和接收放大端两部分组成。发射端由一个红外发光管加前端聚光透镜组成。接收端由会聚透镜和光电转换器件组成。工作时，位于发射透镜焦点处的 LED 红外发光管发出光束被透镜准直，形成平行光束射向降水区，降水粒子的散射光由接收透镜聚焦在焦点处，经光电管的光电转换形成电流信号，再经放大、信号处理等提取出闪烁光强，进一步得到其带通内的功率，从而通过处理得到降水信息。其原理框图如图 4.3 所示。

图 4.4 为 1988 年 Wang Ting-I 等(1988)发明的光学降水类型识别仪器测量的各种降水下的瞬时功率谱。图中曲线编号 50、51、52 和 53 分别对应雨强 0.1 mm/h、1 mm/h、10 mm/h 和 100 mm/h；曲线 54 对应融化的降雪；55、56 和 57 分别对应大、中、小雪。从图中可以看出，接收到的信号频率在 1000 Hz 以上的是雨，

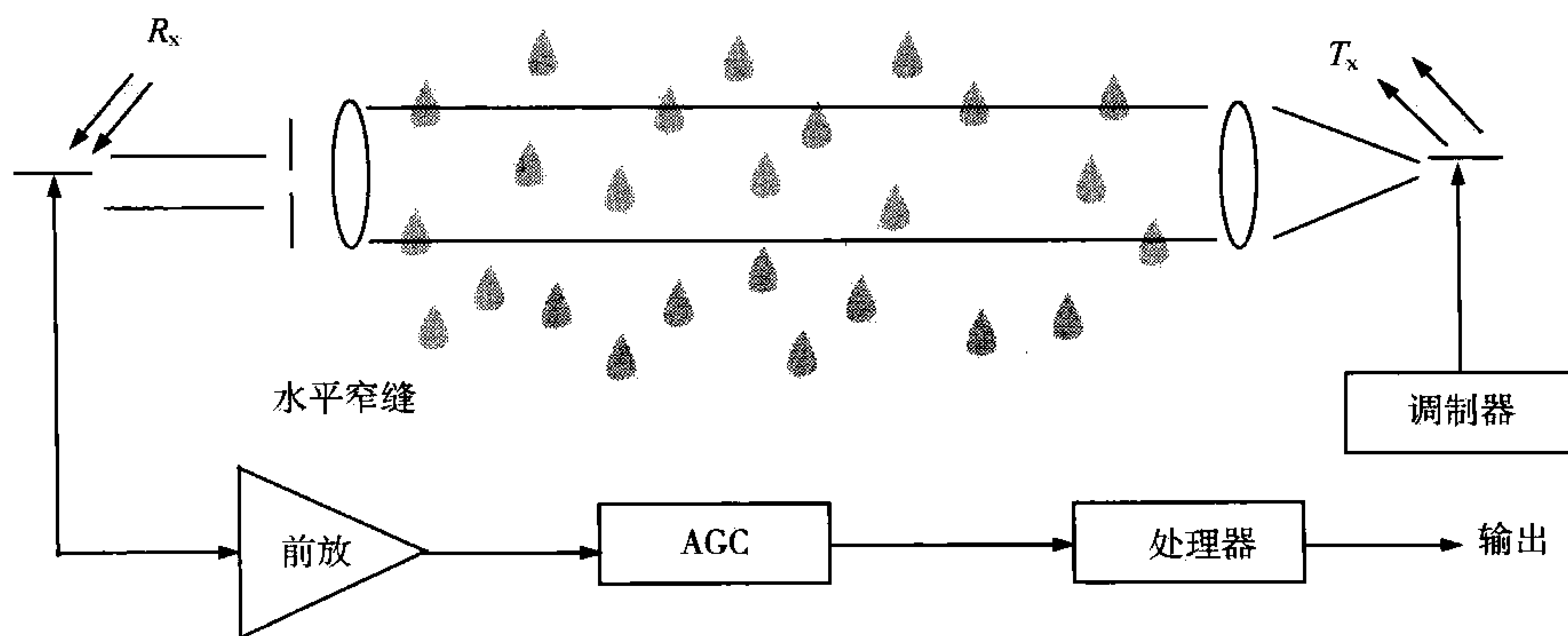


图 4.3　光学降水类型识别计原理框图

雪的信号频率一般低于几百赫兹。将接收到的信号频率分为 25～250 Hz、250 Hz～1 kHz以及1～4 kHz低、中、高三段，利用这些信号的组合就可以进行降水类型的判别。设计一系列带通滤波器，分别得出谱线的低频、中频和高频信号强度的均方根值，从中分别取出信号 S_L，S_M 和 S_H，利用 S_H 可判断有无降水；S_H/S_L 可判断是降雨还是降雪，比值大时为雨，比值小时为雪；S_H 或 S_M 可判断降雨强度，而 S_L 可判断降雪强度。

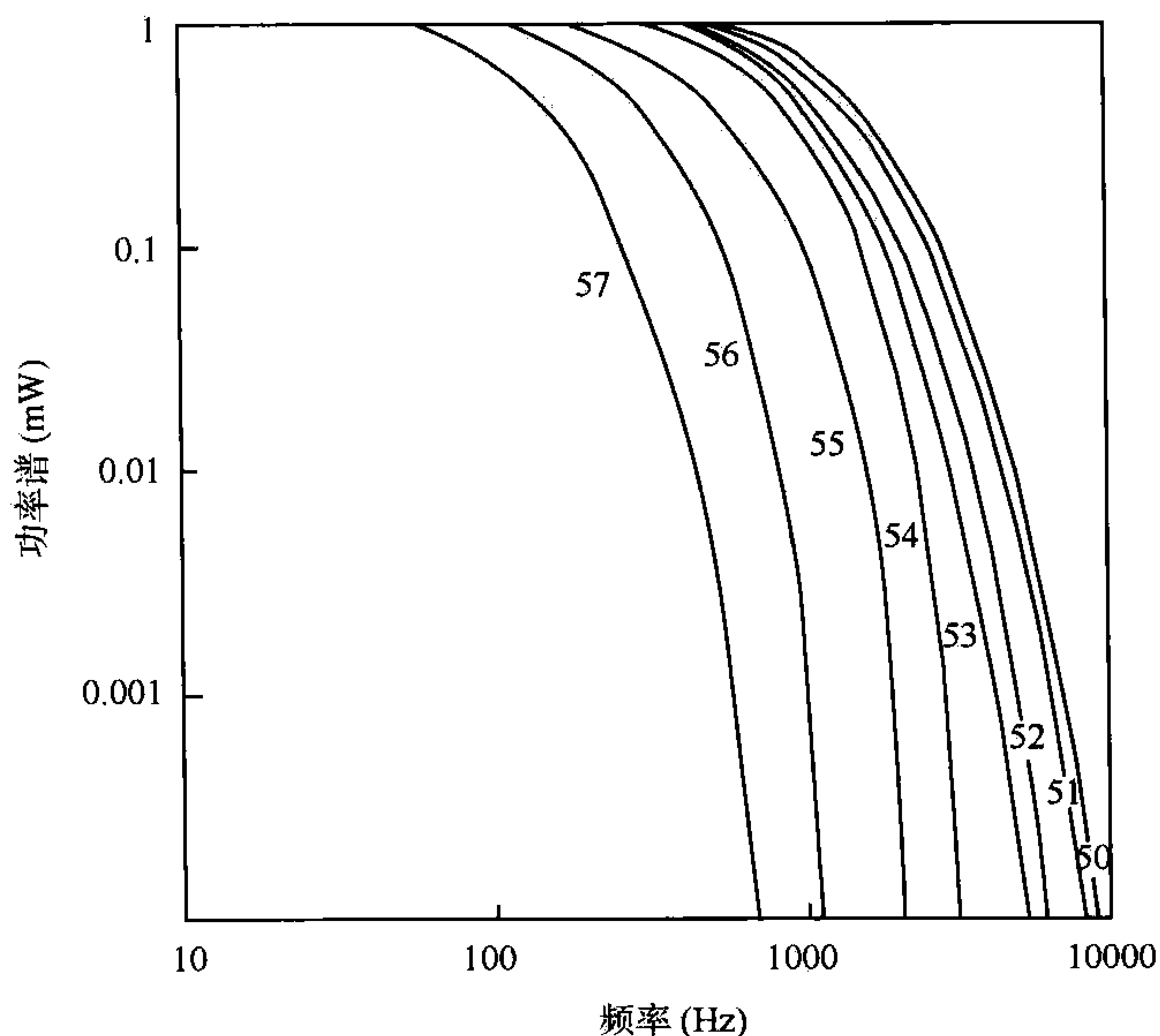


图 4.4　降水瞬时功率谱

4.2.1.3 降水粒子下落速度法

自然界的降水是由一些大小不等的雨滴、雪花等所构成的，许多观测结果表明降水谱服从 Marshall-Palmer 分布，而在静止空气中的雨滴降落速度服从 Gunn-Kinzer 模型。降水粒子尺寸和降落速度存在着一定的对应关系。若降水精确符合 Marshall-Palmer 模型和 Gunn-Kinzer 模型，则图 4.5 表示了 Martin Löffler Mang 等通过理论和实验得到的判断降水类型示意图。图中横坐标表示粒子尺度，纵坐标表示下落末速度。

该类型仪器主要包括发射端和接收端两部分。发射端由一个红外发光管加前端聚光透镜组成。接收端由会聚透镜和光电转换器件组成。工作时，发射端发射产生一种薄而宽的放射线，在通过大气后，被汇聚到接收端。降水粒子在采样区下降的过程中会导致检测射线亮度的变化，这与粒子半径有关；降水粒子通过采样区的时间与降水速度有关。通过测量采样区降水粒子产生的光脉冲幅度和通过时间来确定粒子的尺度和速度。尺度和速度数据由微处理器数据阵存储，并以一定的时间间隔精确提供有代表性的粒子尺度和速度，然后通过一个判定矩阵对降水类型进行判断。

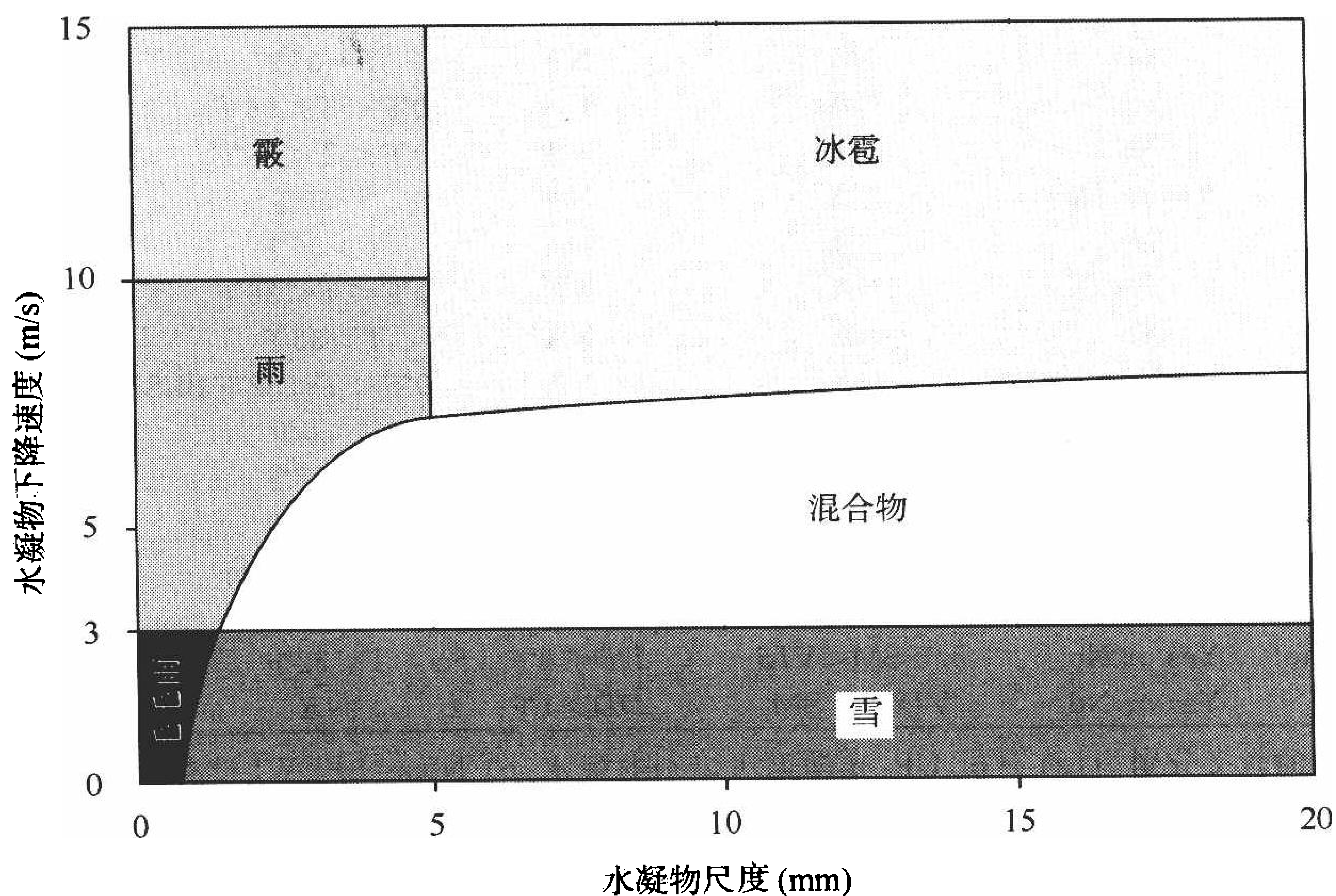


图 4.5 利用降水粒子速度和尺度判断降水类型示意图

4.2.1.4 冻雨或雨凇识别器

冻雨或雨凇是一种特殊的天气现象，其下落到地面与地物相接触后即冻结，利用这一特性，已研制成冻雨识别器。其探测原理与振筒气压传感器相似。如图

4.6所示，一根镍合金的薄壁管在线圈激振器的作用下，产生约40 kHz的本振频率。镍管的上半截暴露在空气中，下半截与激振线圈和拾振线圈安装在仪器盒中。当出现冻雨或雨淞时，裸露在空气中的半截镍管同时发生结冰现象，导致本振频率发生变化，管壁上结冰达到约0.5 mm厚时，本振频率大约可降低113 Hz。传感器内设有加热器，可以在需要时进行除冰。

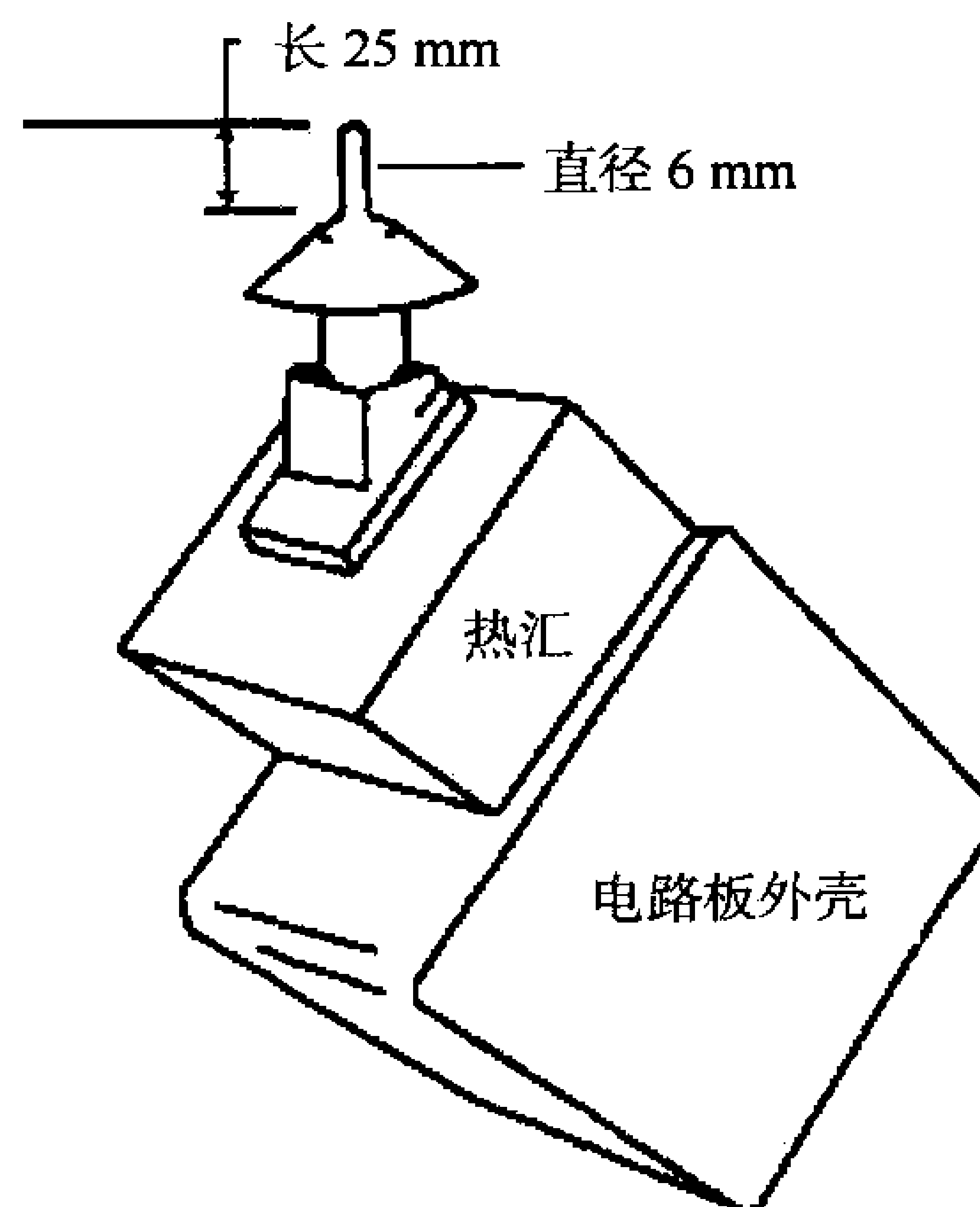


图 4.6 冻雨探测器结构示意图
（引自张霭琛，2000）

目前美国布设的自动地面观测系统（ASOS）中综合利用了LEDWI天气识别器、冻雨传感器、能见度仪、气温和露点传感器所输出的信息对现在天气（主要是降水和视程障碍现象）进行综合判定。表4.7给出了其对几种天气现象进行判别的算法。

表 4.7 美国 ASOS 中现在天气现象判别算法

LEDWI 输出	冻雨识别	能见度 *VIS*	温度露点差 *DD*	温度 *T*	ASOS 现在天气报告
P	Yes or No	NA	NA	$T>38$°F	－RA
P	Yes	NA	NA	$T=37$°F	UP
P	Yes	NA	NA	0°F$<T<$36°F	－FZRA
P	No	NA	NA	0°F$<T<$38°F	UP
P	Yes or No	NA	NA	$T<0$°F	UP
R	Yes	NA	NA	$T>36$°F	RA
R	Yes	NA	NA	0°F$<T<$36°F	FZRA
R	No	NA	NA	$T>33$°F	RA
R	No	NA	NA	0°F$<T<$32°F	BLSN，UP，or No Entry
R	Yes or No	NA	NA	T<0°F	No Entry
S	Yes or No	NA	NA	$T>38$°F	No Entry
S	Yes or No	NA	NA	$T<38$°F	SN
R，S，None	Yes or No	5/8 SM$<VIS<$ 7 SM	$DD<4$°F	Any T Value	BR
R，S，None	Yes or No	5/8 SM$<VIS$	$DD<4$°F	$T>32$°F	FG
R，S，None	Yes or No	5/8 SM$<VIS$	$DD<4$°F	$T<32$°F	FZFG
None	Yes or No	$VIS<7$ SM	$DD>4$°F	NA	HZ

表中各符号的含义分别为：a) P or UP：光学无法识别的降水；b) None：LEDWI没有探测到降水；c) R or RA：雨，（－RA 小雨）d) NA：在算法中未使用；e) S or SN：雪；f) FG：雾；g) FZRA：冻雨；h) －FZRA：小冻雨；i) FZFG：冻雾；j) BLSN：吹雪；k) HZ：霾；l) BR：轻雾

4.2.2 其他天气现象的自动识别技术

利用前向散射仪和后向散射仪可制作成雾识别器。光被雾中微滴散射产生高的强度信号和低强度的方差信号，结合风速、湿度、温度和露点等可对雾作出较好的判别。

漏斗云或龙卷的出现常可通过天气雷达来确定。现代多普勒天气雷达已成为识别中尺度气旋的十分有效的设备。

从风速的测量值的离散序列即可确定飑。若风速测量设备的输出值与风向传感器、温度或湿度传感器组合在一起,则就有可能识别出线飑。

雷暴主要通过使用闪电计数器来检测。利用一定时间间隔内的闪电次数,并与降水率或风速联合应用,即可确定弱、中度和强雷暴。

4.3　现在天气的确定

现在天气的确定,就是根据观测时、观测前一小时、过去一小时所发生的天气现象,综合分析生成一个能反映当时天气现象特征、强度、性质、发展趋势的有代表意义的天气电码。国际上用 100 个天气电码表示现在天气状况,附录 A 和附录 B 分别给出了 WMO 规定的 WMO4677 电码表和 WMO4680 电码表,它们分别适用于人工观测气象站和自动气象站。

在确定现在天气电码(人工观测气象站)时,按下列原则从中选取一个电码:

(1)当有数个电码可选取时,选用最大的电码,但 17、18、19 和 20～49 同时可选用时,优先选用 17、18、19 电码;04～10、28 的电码中有数个同时可选时,选用一个观测时影响能见度最严重的天气现象对应的电码。

(2)过去一小时没有天气现象时,固定选 00。

(3)只有当观测时测站有效水平能见度小于或者等于 1000 m 时,观测到“近处的雾”或者“散片的雾”,才选用 40 或者 41。

附录 A　WMO4677 电码表(适用于人工气象台站报告现在天气)

电码	描　述
00	云的发展未观测或观测不到
01	云逐渐消失或变得不发展
02	天空状况没有改变
03	云在形成或发展
04	受草原或森林大火,工业烟雾或火山灰等的烟影响,能见度降低
05	霾
06	浮尘,观测时未到达本站
07	浮尘,观测时已到达本站或本站附近,无扬沙(尘),无沙尘暴
08	扬沙(尘),观测前一小时或观测时出现在本站附近,但不是沙尘暴
09	沙尘暴,观测时在视野内或观测前一小时在测站内

续表

电码	描 述
10	轻雾
11	本站散片的浅雾或冰雾,在陆上不高于 2 m,在海上不高于 10 m
12	本站连续的浅雾或冰雾,在陆上不高于 2 m,在海上不高于 10 m
13	可见的闪电或可闻的雷声
14	视程内降水,未降落到地面或海面
15	视程内降水,到达地面或海面,距离较远,离本站大于 5 km
16	视程内降水,到达地面或海面,距离较近,但不在本站
17	雷暴,观测时无降水
18	飑,观测前一小时或观测时本站可见
19	漏斗云,观测前一小时或观测时本站可见
20	毛毛雨(非过冷却)或雪粒(非阵性),观测前一小时有,观测时无
21	雨(非过冷却,非阵性),观测前一小时有,观测时无
22	雪(非阵性),观测前一小时有,观测时无
23	雨夹雪或冰粒(非阵性),观测前一小时有,观测时无
24	过冷却毛毛雨或过冷却雨,观测前一小时有,观测时无
25	阵雨,观测前一小时有,观测时无
26	阵性雪或雨夹雪,观测前一小时有,观测时无
27	阵性冰雹或雨夹冰雹,观测前一小时有,观测时无
28	雾或冰雾,观测前一小时有,观测时无
29	雷暴(有或无降水),观测前一小时有,观测时无
30	轻的或中等沙尘暴,观测前一小时减弱
31	轻的或中等沙尘暴,观测前一小时无明显变化
32	轻的或中等沙尘暴,观测前一小时开始或增强
33	强沙尘暴,观测前一小时减弱
34	强沙尘暴,观测前一小时无明显变化
35	强沙尘暴,观测前一小时开始或增强
36	轻的或中等低吹雪(一般低于人眼高度)
37	强的低吹雪(一般低于人眼高度)
38	轻的或中等高吹雪(一般高于人眼高度)
39	强的高吹雪(一般高于人眼高度)
40	雾或冰雾,观测时距本站一定距离,观测前一小时未在本站出现,超过观测者高度
41	雾或冰雾(分散的)
42	雾或冰雾,天顶可辨,观测前一小时变稀薄
43	雾或冰雾,天顶不可辨,观测前一小时变稀薄
44	雾或冰雾,天顶可辨,观测前一小时无明显变化
45	雾或冰雾,天顶不可辨,观测前一小时无明显变化
46	雾或冰雾,天顶可辨,观测前一小时开始或变浓
47	雾或冰雾,天顶不可辨,观测前一小时开始或变浓
48	雾,天顶可辨,结霜
49	雾,天顶不可辨,结霜
50	毛毛雨,非过冷性,间歇,观测时小
51	毛毛雨,非过冷性,连续,观测时小

续表

电码	描　述
52	毛毛雨,非过冷性,间歇,观测时中
53	毛毛雨,非过冷性,连续,观测时中
54	毛毛雨,非过冷性,间歇,观测时大
55	毛毛雨,非过冷性,连续,观测时大
56	毛毛雨,非过冷性,小
57	毛毛雨,非过冷性,中或大
58	雨和毛毛雨混合降水,小
59	雨和毛毛雨混合降水,中或大
60	雨,非过冷性,间歇,观测时小
61	雨,非过冷性,连续,观测时小
62	雨,非过冷性,间歇,观测时中
63	雨,非过冷性,连续,观测时中
64	雨,非过冷性,间歇,观测时大
65	雨,非过冷性,连续,观测时大
66	过冷性雨,小
67	过冷性雨,中或大
68	雨或毛毛雨夹雪,小
69	雨或毛毛雨夹雪,中或大
70	间歇性雪,观测时小
71	连续性雪,观测时小
72	间歇性雪,观测时中
73	连续性雪,观测时中
74	间歇性雪,观测时大
75	连续性雪,观测时大
76	冰针(有或无雾)
77	米雪(有或无雾)
78	孤立的星状雪晶(有或无雾)
79	冰粒
80	阵雨,小
81	阵雨,中或大
82	阵雨,暴雨
83	阵性雨夹雪,小
84	阵性雨夹雪,中或大
85	阵雪,小
86	阵雪,中或大
87	阵性雪粒或小冰雹,有或无雨或雨夹雪,小
88	阵性雪粒或小冰雹,有或无雨或雨夹雪,中或大
89	阵性冰雹,有或无雨或雨夹雪,无雷声,小
90	阵性冰雹,有或无雨或雨夹雪,无雷声,中或大
91	观测时有小雨,观测前一小时有雷暴,观测时无雷暴
92	观测时有中雨或大雨,观测前一小时有雷暴,观测时无雷暴
93	观测时小雪,或雨夹雪,或冰雹,观测前一小时有雷暴,观测时无雷暴

续表

电码	描　　述
94	观测时中或大雪,或雨夹雪,或冰雹,观测前一小时有雷暴,观测时无雷暴
95	小或中雷暴,无冰雹,但观测时有雨或雪,或雨夹雪
96	小或中雷暴,观测时有冰雹
97	大雷暴,无冰雹,但观测时有雨或雪,或雨夹雪
98	雷暴,观测时有沙尘暴
99	大雷暴,观测时有冰雹

附录B　WMO4680电码表(适用自动气象站报告现在天气)

电码	描　　述
01	云逐渐消失或很少发展(在过去时段)
02	天空状态没有改变
03	云在形成或发展(在过去时段)
04	霾、烟雾、悬浮尘埃,可见光谱测量≥1.0 km
05	同04,但可见光谱测量 < 1.0 km
06	—
07	—
08	—
09	—
10	轻雾
11	冰晶(目前没有使用)
12	闪电(目前没有使用)
13	—
14	—
15	—
16	—
17	—
18	暴风雪
19	—
20	雾
21	降水
22	毛毛雨(无结冰)或雪粒
23	雨(无结冰)
24	雪
25	结冰的毛毛雨或冻雨
26	雷暴(有/没有降水)(目前未用)
27	风/吹雪/沙(目前未用)
28	风/吹雪/沙,可见光谱测量≥1.0 km(目前未用)

续表

电码	描　述
29	风/吹雪/沙，可见光谱测量<1.0 km（目前未用）
30	雾
31	雾/冰雾
32	雾/冰雾－在过去时间内变稀薄
33	雾/冰雾—无改变
34	雾/冰雾—在过去时段内开始出现，或变浓
35	雾—结霜
36	—
37	—
38	—
39	—
40	降水（PPN）
41	降水－小/中
42	降水－大
43	液态降水－小/中
44	液态降水－大
45	固态降水－小/中
46	固态降水－大
47	冻雨－小/中
48	冻雨－ 大
49	—
50	毛毛雨
51	毛毛雨，无结冰－小
52	毛毛雨，无结冰－中
53	毛毛雨，无结冰－大
54	毛毛雨，结冰－小
55	毛毛雨，结冰－中
56	毛毛雨，结冰－中
57	毛毛雨 & 混合态降水－小
58	毛毛雨 & 混合态降水－中/大
59	—
60	雨
61	雨，无结冰－小
62	雨，无结冰－中
63	雨，无结冰－大
64	冻雨－小
65	冻雨－中
66	冻雨－大
67	雨或毛毛雨夹雪－小
68	雨或毛毛雨夹雪－中/大
69	—
70	雪

续表

电码	描　述
71	雪一小
72	雪一中
73	雪一大
74	冰粒一小
75	冰粒一中
76	冰粒一大
77	米雪
78	冰晶
79	—
80	间歇性降水
81	间歇性雨一小
82	间歇性雨一中
83	间歇性雨一大
84	间歇性雨一暴雨
85	间歇性雪一小
86	间歇性雪一中
87	间歇性雪一大
88	—
89	冰雹（目前未用）
90	雷暴(TS)(目前未用)
91	雷暴,小/中一无降水（目前未使用）
92	雷暴,小/中一阵雨/阵雪（目前未使用）
93	雷暴,小/中一冰雹（目前未使用）
94	雷暴,大一无降水(目前未使用)
95	雷暴,大一阵雨/阵雪（目前未使用）
96	雷暴,大一冰雹（目前未使用）
97	—
98	—
99	龙卷风（目前未使用）

电码 20～26:用于报告台站过去时段内的降水,雾(或冰雾)或雷暴,而不是观测时的天气现象。27～29:用于观测时天气现象。

习　题

(1)天气现象有哪几类几种？写出各种天气现象的记录符号。

(2)如何区分冰雹、霰和冰粒？

(3)如何区分毛毛雨和小雨？

(4)如何区分轻雾、霾、浮尘和烟？

(5)如何区分浮尘和扬沙？

(6)如何区分闪电和雷暴?

(7)如何区分霜、雨凇和雾凇?

(8)间隙性、连续性和阵性降水有何不同?

(9)如何区分雨、毛毛雨、雪和雨夹雪的强度?

(10)如何区分雷暴、冰雹的强度?

(11)如何区分沙尘暴的强度?

(12)如何区分飑和大风?

(13)查阅文献,撰写天气现象自动识别技术小论文。

第 5 章　温度的测量

温度是表示物体冷热程度的物理量，它确定了两个物体之间热量的净流向。两个物体达到热平衡时，具有相同的温度。了解空气温度、水面温度和地面温度的分布和变化规律，是气象学研究大气中热量传输的需要，也是研究大气运动规律的需要。

气温是大气的重要物理参数，表示了大气的热力状况，决定了大气中发生的热力过程；气温是描述某地区天气、气候特征的重要参数，对地面和高空温度场分布的分析，是天气预报的重要依据。气温也是人类活动的重要生理学参数。

气温与地面温度对人类活动有重要影响。如：高温会降低发动机的功率，造成发动机过热，不得不停车降温；地面温度过高，会影响到机械化车队的行动；机场跑道面的温度过高，会影响到飞机的起降安全。气温还直接影响到射击精度，是确定炮弹、火箭外弹道的参数之一。

在气象上，通常观测的温度参量包括空气温度、土壤温度和水面温度。空气温度简称为气温，包括近地面的气温和空中各高度的气温。土壤温度包括地表面的温度和不同深度的土壤温度。水面温度主要指海面和湖面的温度。所有的气象台站均要观测近地面的气温；空中各高度的气温只有部分台站观测；一些特殊的气象台站，如海滨气象台站、农业气象站，才观测水面温度或土壤温度。水面以下的温度，通常属于水文学或海洋学观测的范围。

无论是空气温度、水面温度还是地面温度，其测量原理基本相同，但由于被测介质不一样，测量方法有些不同。

本章首先介绍了温标的概念及气温的测量要求；接着介绍了玻璃液体温度表、金属电阻温度表、半导体热敏电阻温度表、热电偶温度表、石英晶体温度表的基本结构、工作原理和误差来源及可采取的措施；最后，重点阐述了气温测量中的两个重要问题，即热滞效应以及防辐射问题。

5.1　温标及测温要求

5.1.1　温标及换算关系

所谓温标，即温度测量的标尺。定量表示温度大小时，必须要确定一个温标。

常用的温标有华氏温标、摄氏温标和热力学温标。确定一个温标，需要有两个要素：第一，必须有一系列的固定点将一定间隔的冷热程度分成若干度；第二，要有一种测温物质，并确定测温物质的某一性质（测温特性）和温度之间的关系。

热力学温标，又称绝对温标，规定了一个温度固定点，即水的三相点，规定其为 273.16 K；测温物质为理想气体；测温特性为理想气体的压强。规定理想气体在容积固定的条件下，容器内的气体压强每改变 1/273.16，相当于温度变化绝对温度 1 K。开尔文（K）是热力学温标定义的温度单位，也是国际单位制温度单位。

华氏温标由德国物理学家华伦海创立，规定水的冰点为 32 度，水的沸点为 212 度，两者之间等分为 180 等份，每等份为 1 度，由此规定的温度用华氏度（℉）为单位来表示。

摄氏温标由瑞典化学家摄尔休斯（A. Celsius）建立，规定在标准大气压下，水的冰点为 0 度，水的沸点为 100 度，两者之间等分为 100 等份，每等份为 1 度，由此规定的温度用摄氏度（℃）为单位来表示。

摄氏温标的 1 度与热力学温标的 1 度是相等的。但华氏温标与摄氏温标的 1 度是不等的。华氏温标、摄氏温标和热力学温标确定的温度数值之间的换算关系为

$$t = T - 273.15 \tag{5.1.1}$$

$$t = \frac{5}{9}(F - 32) \tag{5.1.2}$$

式中 t 为摄氏温度（℃），T 为热力学温度（K），F 为华氏温度（℉）。

虽然，热力学温标是国际单位制温标，但各国还经常使用摄氏温标和华氏温标。日常生活中，我国多采用摄氏温标，欧美等国家则采用华氏温标。

热力学温标采用理想气体作为测温物质，而绝对理想气体实际上是不存在的。因此，国际计量委员会引入实用温标作为温度测量的最高标准。实用温标从 1927 年建立以来，已经进行了 5 次修订，目前采用的是 1990 年修订的国际实用温标，称之为 ITS-90。

实用温标由三部分组成。第一部分是一些基准温度点，通常采用一些物质的三相点、蒸发点、熔点或凝固点来规定。其中与大气测量有关的基准温度点主要有五个，即氩的三相点，汞的三相点，水的三相点，镓的熔点和铟的凝固点。另外还规定了一些二类参考点。如表 5.1 所示。

第二部分是各基准点之间的基准温度表及其转换关系式。在不同的温度区间，可选用不同的基准温度表，通常有铂丝电阻温度表、辐射温度表或铂铑标准热电偶等。在气象测温范围内，采用的是满足规定特性的铂丝电阻温度表。

第三部分是工作基准温度表与基准温度表之间的偏差函数。由于各国实际采

用的工作基准温度表的特性并不完全满足基准温度表所规定的特性，国际计量委员会还规定了作为工作基准温度表与基准温度表之间的偏差函数，利用这一偏差函数可对各国计量部门采用的工作基准温度表进行修正。

表 5.1　ITS-90 定义的部分温度参考点

固定温度点	ITS-90 指示值			固定温度点	ITS-90 指示值	
	T90(K)	t90(℃)			T90(K)	t90(℃)
氩三相点	83.8058	−189.3442	二类参考点	二氧化碳升华点	194.686	−78.464
汞三相点	234.3156	−38.8344		汞凝固点	234.321	−38.829
水三相点	273.16	0.01		二苯醚三相点	300.014	26.864
镓熔点	302.9146	29.7646		苯甲酸三相点	395.49	122.34
铟凝固点	429.7485	156.5985				

5.1.2　温度测量要求

在大气中，特别是在近地面层中，气温随高度变化很大。为了使各个台站的气温测量结果具有可比较性和一定的代表性，WMO 规定，所有气象台站测量的近地面层气温的高度应在 1.2 m 到 2 m 之间；我国统一规定测量的高度为 1.5 m。对于空中其他高度的气温，则需指明其测量高度。

除特殊情况下需要测量温度的小尺度脉动外，一般所测量的气温均指 1 min 的平均温度或相当于 1 min 的平均温度。需要注意的是，气象上所指的某时刻气温，实际上是指该时刻前某一时段的平均值，而不是通常意义上的某一瞬时的实际气温。地面气温一般需连续测量，或者每隔一定时间间隔进行测量。通常，每隔 6 h测量一次。

除了连续测量气温外，通常还需要测量某一时段内的最高气温和最低气温，例如日最高气温、日最低气温。

WMO 规定，气温测量时应分辨到 0.1℃，测量的准确度应达到±0.1℃，极端气温的测量准确度应达到±0.5℃。目前可以达到的准确度为±0.2℃。

土壤温度通常包括地表面(0 cm)温度、地表面最高温度、最低温度以及地面以下 5 cm、10 cm、15 cm、20 cm、40 cm、80 cm、160 cm、320 cm 深度的土壤温度。土壤温度测量的分辨力应达到 0.1℃。准确度一般只要求达到±0.5℃。

5.2　测温仪器

5.2.1　测温仪器分类

测量气温有两类不同的型式，如表 5.2 所示。一类为接触式测温仪器，常用的

有玻璃液体温度表、金属电阻温度表、热敏电阻温度表、热电偶温度表和石英晶体温度表等。另一类为非接触式测温仪器，又称遥感式测温仪器，主要有微波辐射计、光学温度计、全辐射温度计、测温激光雷达、测温声雷达等。这类仪器又可分为两种，一种称为主动式遥感测温仪器，如测温声雷达、测温激光雷达，由仪器主动向大气发射声波、光波，然后接收返回的声波和光波，从中反演出气温；另一种是被动式遥感测温仪器，利用大气本身发射的红外、微波等辐射来测量气温。本章主要介绍接触式测温仪器，遥感式测温仪器的原理将在第 15，16 章中介绍。

表 5.2　气象用测温仪器的一些主要型式和特性

<table>
<tr><th colspan="2">测温型式</th><th colspan="2">测温质或测温元件</th><th>仪器举例</th><th colspan="2">测温特性及原理</th></tr>
<tr><td rowspan="9">接触式</td><td rowspan="4">涨缩式</td><td>气体</td><td>氢气或空气</td><td>气体温度表</td><td rowspan="2">体积的几何变形</td><td rowspan="4">热涨冷缩效应</td></tr>
<tr><td>液体</td><td>水银、酒精等</td><td>玻璃液体温度表</td></tr>
<tr><td rowspan="2">固体</td><td>内盛液体的金属套管</td><td>巴塘管温度计</td><td rowspan="2">体积及曲率的几何变化</td></tr>
<tr><td>双金属片</td><td>双金属片温度计</td></tr>
<tr><td>频率式</td><td colspan="2">石英晶体</td><td>石英晶体温度表</td><td>晶体的几何形状及其振动频率随温度而变</td><td>晶体振动效应</td></tr>
<tr><td rowspan="4">模拟式</td><td colspan="2">热电偶</td><td>热电偶温度表</td><td>两点间的电动势</td><td>热电温差效应</td></tr>
<tr><td colspan="2">金属电阻丝</td><td>电阻温度表</td><td>金属电阻</td><td rowspan="2">电阻效应</td></tr>
<tr><td colspan="2">半导体热敏电阻</td><td>热敏电阻温度表</td><td>半导体电阻</td></tr>
<tr><td colspan="2">P-N 结</td><td>P-N 结温度表</td><td>二极管、三极管正向降压</td><td>电位差效应</td></tr>
<tr><td rowspan="6">非接触式</td><td rowspan="4">被动式</td><td colspan="2" rowspan="6">不需要测温质</td><td>红外辐射计</td><td rowspan="4">物体的辐射特性</td><td rowspan="5">辐射效应</td></tr>
<tr><td>微波辐射计</td></tr>
<tr><td>光学温度计</td></tr>
<tr><td>全辐射温度计</td></tr>
<tr><td rowspan="2">主动式</td><td>测温激光雷达</td><td>物体的辐射吸收能力</td></tr>
<tr><td>测温声雷达</td><td>声波传播速度</td><td>声学效应</td></tr>
</table>

接触式测温仪器均需要有测温质，即构成测温仪器感应部分的测温物质；同时测温质应具有随温度而变的物理属性，这一属性称为测温特性。当接触式测温仪器与被测物质接触时，由于热量的交换，测温质与被测物质的温度趋于一致，达到热平衡，由测温质的物理属性的变化就可测量出被测物质的温度。非接触式测温仪器不需要测温质，不与被测物质接触。

假设测温质的热容量为 C_1M_1，初始温度为 t_1，被测物质的热容量为 C_2M_2，实际温度为 t_2，测温仪器与被测物质接触后达到热平衡时的温度为 t，则被测物质的温度与平衡时的温度之差，与测温质和被测物质的热容量之间的关系为

$$t_2 - t = \frac{C_1M_1}{C_2M_2}(t - t_1) \tag{5.2.1}$$

可见，测温质的热容量 C_1M_1 越小，被测物质的热容量 C_2M_2 越大，则达到热平衡后的温度 t 愈接近于被测物质的实际温度 t_2。由于空气的比热容 C_2 是固定的，因此为了使得温度测量准确，应让尽量多的空气与温度表接触进行热交换，即保证 M_2 足够大。

采用不同的测温质，就制成了不同类型的温度表。可以用氢气制成气体温度表，也可以用水银、酒精等液体物质制成液体温度表，还可以用金属电阻、热电偶、双金属片、石英晶体等固体物质制成固体温度表。

对于不同的测温质，可以采用不同的物理特性来确定其与温度之间的关系，例如，体积、长度、电阻或者频率等。选择测温特性时，应尽量避免其他因素，例如气压、湿度等对这一物理特性的影响，且这一特性最好为线性关系。

气象业务中使用的测温仪器主要是玻璃液体温度表、铂电阻温度表和双金属片温度计。玻璃液体温度表一般采用人工观测，铂电阻温度表常用于自动测量和遥测，大多数自动气象站中均采用铂电阻温度表。双金属片温度计用于连续记录温度的变化，随着自动测量技术的业务推广使用，双金属片温度计已逐渐被淘汰。

5.2.2　玻璃液体温度表

5.2.2.1　测温原理

虽然玻璃液体温度表需要人工进行读数，不适应遥测自动化的发展趋势，但由于其结构简单，准确度高，目前仍应用于气象台站，并且气象仪器检定中的标准温度表还有采用这种类型的温度表。

玻璃液体温度表的测温原理很简单，即热胀冷缩效应。当温度变化时，玻璃球中的液体体积会发生膨胀或收缩，使进入毛细管中的液柱高度发生变化，从刻度尺上就可指示出温度的变化。

假设温度为 0℃时，玻璃球内和毛细管内液体的体积为 V_0，当温度改变 Δt℃时，毛细管内液柱的长度改变为 ΔL，考虑到玻璃的热胀冷缩，则有

$$V_0(\mu-\gamma)\Delta t = S\cdot\Delta L \tag{5.2.2}$$

式中 μ、γ 分别为液体及玻璃的热膨胀系数，S 为毛细管的截面积。将(5.2.2)式改写，得到

$$\frac{\Delta L}{\Delta t} = \frac{V_0}{S}(\mu-\gamma) \tag{5.2.3}$$

$\Delta L/\Delta t$ 称为温度表的灵敏度，表示温度改变 1℃时引起的液柱长度的变化。灵敏度大，则温度表的刻度分辨力高。要提高温度表的灵敏度，可增大测温液的体积或

减小毛细管的直径。但是,增大测温液的体积,不易于与被测物质取得热平衡,造成较大的滞后误差,且容易使球部产生变形;而减小毛细管直径则会使毛细管不易加工均匀,造成液柱上升不均匀,影响测量准确性。因此,应取适当的灵敏度。

另外,测温液和玻璃的热膨胀系数之差愈大,则温度表的灵敏度也愈大,因此一般均选取热膨胀系数较大的液体作为测温液,而玻璃的热膨胀系数应尽量小。常用的测温液有水银和酒精。表 5.3 列出了这两种液体的一些物理性质。可见,水银与酒精相比,比热容小、热导系数大,且水银的饱和蒸汽压小、对玻璃无湿润作用、易提纯,性能稳定,用作测温液要比酒精好。但是,水银的凝固点只有零下 38.862℃,水银温度表就不能在低温下使用。气象上规定在−36℃以下时,一般应采用酒精温度表。

表 5.3　水银、酒精的物理性质

液体	凝固点(℃)	沸点(℃)	18℃时的热膨胀系数(℃$^{-1}$)	热导系数[J/(cm·s·℃)]	比热容[J/(g·℃)]
水银	−38.862	356.9	182×10^{-6}	83.6×10^{-3}	0.1256
酒精	−117.5	78.5	110×10^{-5}	18.0×10^{-4}	2.51

5.2.2.2　基本结构

(1)普通温度表

测量气温用的玻璃液体温度表称为普通温度表,主要由玻璃球、毛细管、刻度尺和外套管等组成,如图 5.1 所示。玻璃球中充满水银,毛细管一端有一小口与玻璃球相连,另一端密封,部分液体进入到毛细管中。毛细管后面衬有白瓷板,上面刻有温度标尺,并在毛细管外面套有较粗的玻璃管,用来保护毛细管。

普通温度表的感应部分通常做成圆球形,刻度分划为 0.2℃,实际观测时读数可估计到 0.1℃。

(2)最高温度表

用于测量某一时段中最高温度的温度表,称为最高温度表。它也用水银作为测温液,刻度分划一般为 0.5℃,读数时也估计到 0.1℃。

与普通温度表不同的是,最高温度表在球部和毛细管连接处有一狭窄的通道。通常,这一窄道是通过在球部底壁正中熔接长的圆锥形玻璃针伸至毛细管口而形成的,如图 5.2 所示。

当温度上升时,水银膨胀,迫使水银挤过窄道进入毛细管;而当温度下降时,由于水银内聚力不足以克服窄道处的摩擦阻力,毛细管内的水银柱不能缩回到球部,最高温度的示值就被保留下来。测量时,最高温度表应横放,且球部略低。为了避免顶部气体压力迫使水银柱返回球部,最高温度表毛细管内液柱上部空间是真空的。

(3)最低温度表

最低温度表一般采用酒精作为测温液。由于酒精的热导系数较小,为了增大与空气的接触表面积,球部通常做成叉状或圆柱状。刻度分划一般为 0.5℃,读数时可估计到 0.1℃。

与普通温度表不同的是,在毛细管酒精柱中安放了一个深色的、哑铃形的游标,如图 5.3 所示。游标在液柱内可以移动,当温度降低时,酒精液面到达游标顶端,液膜的表面张力克服了游标与毛细管壁的摩擦力而将游标拉向球部方向;当温度升高时,酒精会通过游标与毛细管之间的狭缝逸出,而游标与毛细管之间的摩擦力又足以使它在原有位置不动。游标远离球部的一端就保持了最低温度的示值。

测量时,最低温度表也应水平横放。

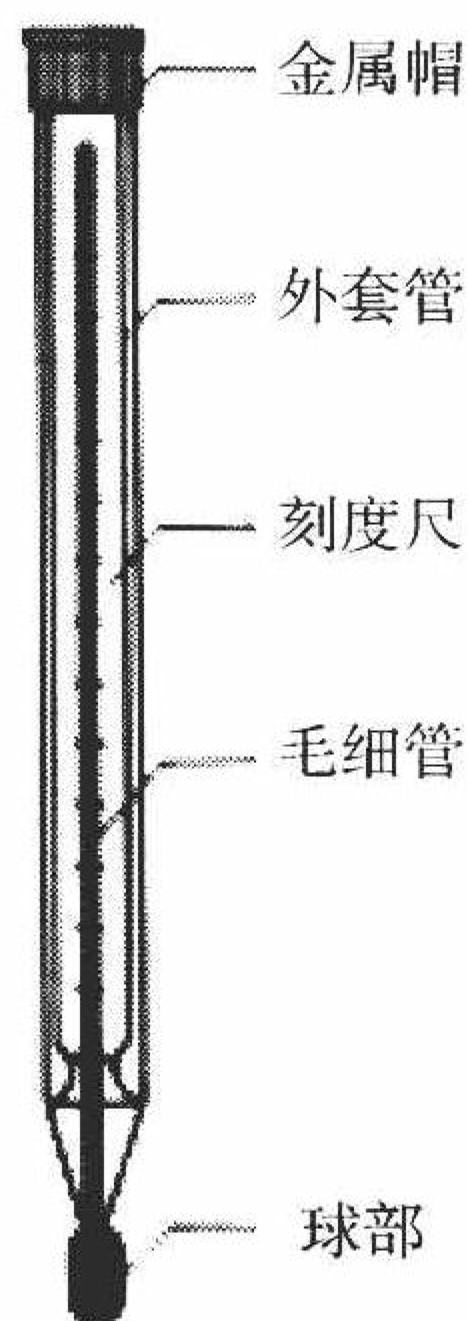


图 5.1　普通温度表

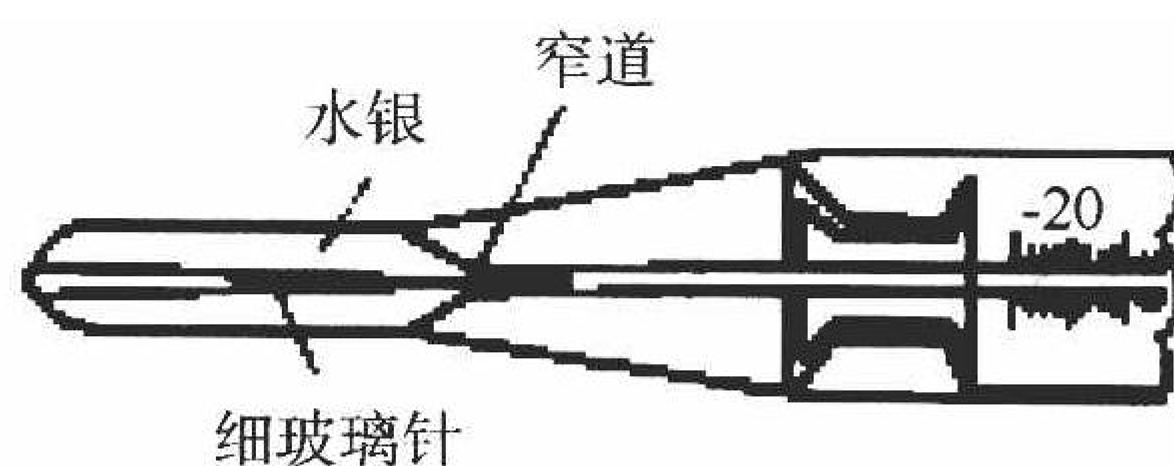


图 5.2　最高温度表的狭道结构

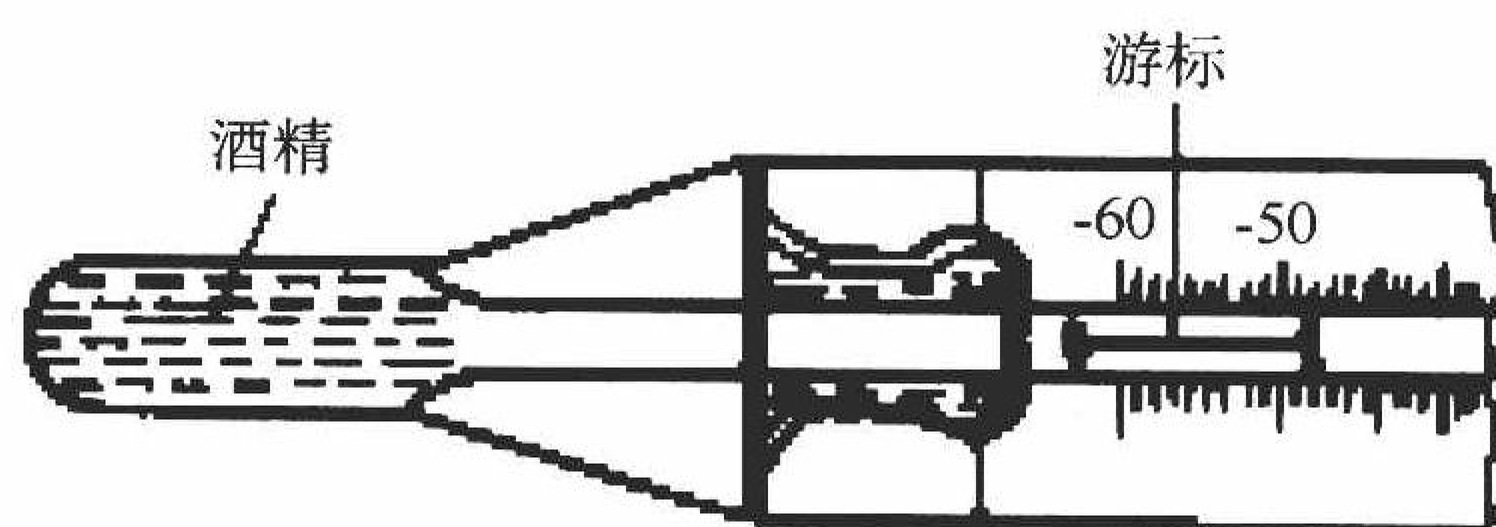


图 5.3　哑铃状游标

(4)曲管地温表

通常,地温表有两套,一套是曲管地温表,用于测量地面以下 5 cm、10 cm、15 cm、20 cm 深度的土壤温度;另一套为直管地温表,用于测量 40 cm、80 cm、160 cm、320 cm 深度的土壤温度。目前,地温也开始采用电子式温度表来自动测量。

曲管地温表是一种表柱在最低刻度线以下弯成直角或任何其他适当角度的玻璃水银温度表,通常弯曲成 135°,如图 5.4 所示。曲管地温表用于测量深度为 20 cm或少于 20 cm 深的土壤温度。温度表的球部埋入地下到需要的深度,直接在温度表上读取示值。

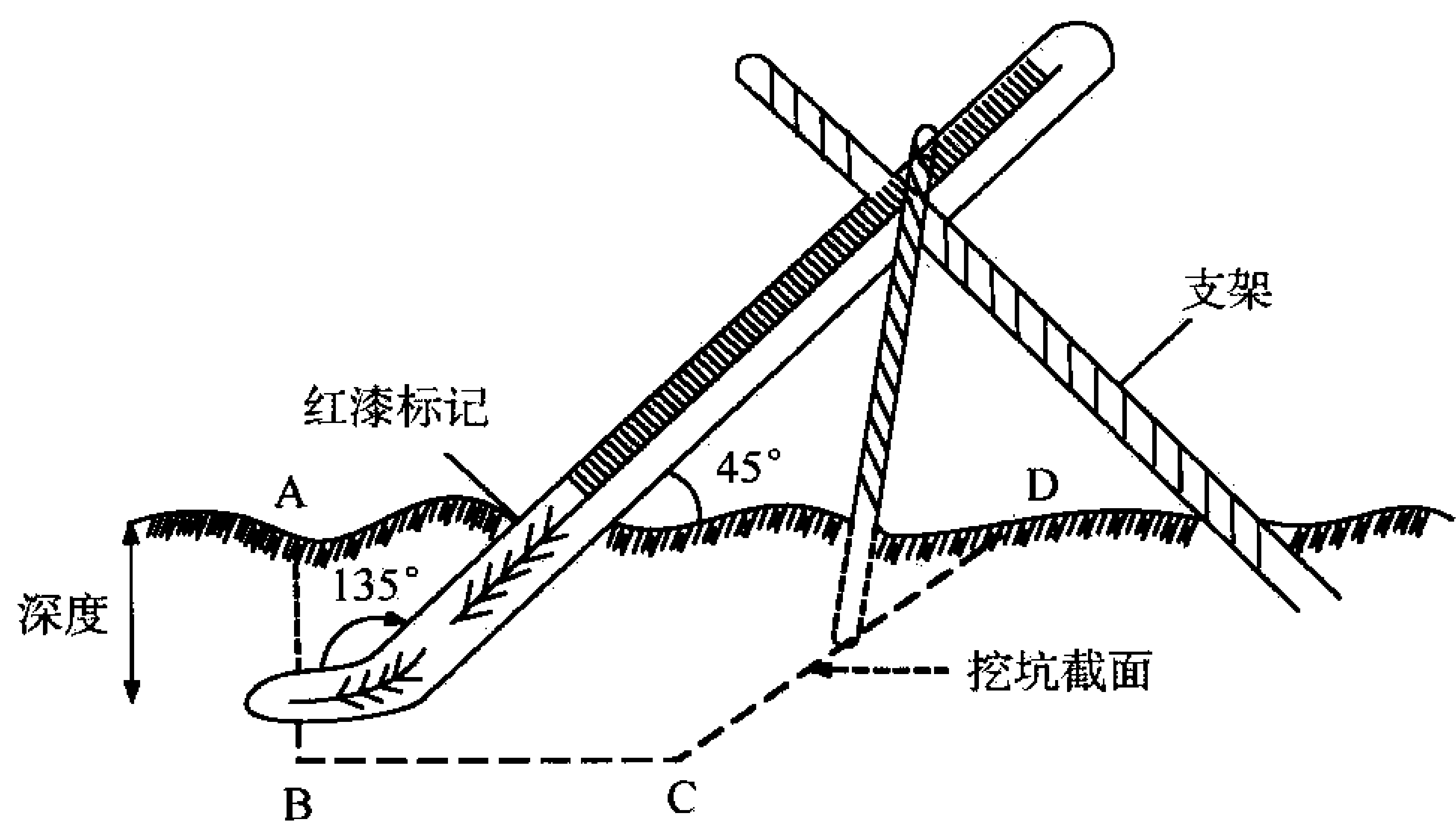


图 5.4　曲管地温表的安装

5.2.2.3　主要误差来源

(1)零点永恒位移

由于玻璃是非晶体,其分子的组织结构不甚稳定。制好的玻璃温度表,其球部随时间会缩小,使其零点提高,这种现象称为零点的永恒位移。零点的提高在温度表制成后最初 1～2 a 较快,以后逐渐减慢。用普通玻璃制造的温度表,零点提高相当严重,10～20 a 后可达 1～2℃。因此制造温度表均需用特种玻璃。我国目前采用的标准测温玻璃(成分配方如表 5.4)制造的温度表,5 a 中零点的提高仅为 0.05℃,以后提高很小。

表 5.4　标准测温玻璃成分配方表

成分	SiO_2	Na_2O_3	ZnO	CaO	Al_2O_3	B_2O_3
含量	67.5	14.0	7.0	7.0	2.5	2.0

零点永恒位移造成的误差,可以通过定期检定的方法来发现和加以修正。

(2)球部暂时变形

当温度由低温升至高温,再降到低温时,由于玻璃加热后的剩余形变在冷却后不能立即消失,造成零点的暂时跌落,使得温度表示值偏低;反之,当温度由高温降到低温,再升到高温时,将造成零点的暂时上升,使得示值偏高。这种零点的暂时改变需经足够长的时间才会逐渐消失,示值才会恢复正常。其大小主要取决于温度变化的幅度、速率和玻璃的种类。

普通玻璃由 0℃增温至 100℃然后降温,零点跌落可达 1℃;而标准玻璃只有 0.1℃左右。一般零点的骤然变化,几小时后可减小一半,15～20 d 后能完全消失,所以这种零点跌落现象是暂时的。这种现象在自然大气测量过程中,对测量结果影响较小;但温度表检定时常常要进行全量程测量,温度在几小时内改变几十

度，应注意其对检定结果的影响。

温度表经过重复热处理以后，可以人为地“老化”，零点的变化可以大为减小。

(3)压力变化

由于温度表的玻璃属于弹性体，当外界压力改变时，其球部玻璃由于弹性将造成容积改变，从而引起测量误差。如果测量时的压力与检定时的压力相差较大，例如，在平原地区检定的温度表，用于高原地区时，就会带来误差，因此，温度表检定一定要在其使用当地的正常气压下进行。一般情况下，当检定时的气压与测量时的气压相差不大时，这种误差可以忽略。

(4)刻度不准确

温度表制造时，通常取几个固定温度点作为基准，中间刻度是等距划分的。由于毛细管的内径不可能完全均匀，热胀系数也不是严格定常，所造成的标尺误差呈非均匀性。

标尺误差对某只温度表来说是恒定的，采用多点检定给出修正值可以修正。但标尺误差随刻度变化没有规律，在两个检定点之间并不完全成线性变化，因此，修正值的线性内插处理往往会带来修正误差。

(5)读数方法不正确

在读取温度表示值时，如果视线与温度表标尺不垂直，会产生视线误差。这种误差随不同的观测者而不同。

(6)热滞效应

与其他接触式测温仪器一样，玻璃液体温度表在测量温度时必须通过热交换，使感温液与被测物体的温度达到平衡，才能得到被测物体的正确温度值。热量交换需要一定的时间，在达到温度平衡之前就进行观测，将产生滞后误差。在进行温度的动态测量时，温度表的示值将始终落后于被测温度的实际变化，当被测温度降低时温度表示值将偏高，当被测温度升高时则偏低。

(7)酒精温度表产生误差的特殊原因

对于酒精温度表，由于酒精对玻璃有润湿作用，温度降低时会在毛细管内壁上留下一层酒精膜，从而使酒精柱高度降低，造成示值偏低。

气温升高时，酒精的饱和蒸汽压增大，使其容易挥发，并在毛细管顶端凝聚，也造成示值偏低。

残留的酒精膜和蒸发的酒精，还容易造成酒精液柱中断，从而引起更大的测量误差。这些都是酒精温度表所特有的误差原因。

(8)最高温度表产生误差的特殊原因

对于最高温度表，由于观测最高温度表的时间常常不是最高温度出现的时刻，自狭道处断开的水银柱在温度降低时就会缩短，从而造成示值偏低，这也是最高温

度表所特有的误差，称为冷缩误差。冷缩误差的大小与断开的水银柱的长度有关，还取决于观测时的温度与实际最高温度之间的差值。

上述一些原因引起的误差，有的属于系统误差，有的属于随机误差。对于系统误差，可以通过检定获得器差，从而对测量结果加以修正。玻璃液体温度表经过器差修正后，其测量准确度可以达到±0.2℃。

5.2.3 金属电阻温度表

5.2.3.1 测温原理

金属电阻的阻值随着温度 t 的增加而增大，有

$$R_t = R_0(1+\alpha t+\beta t^2) \tag{5.2.4}$$

式中 R_0 为金属在 0℃时的电阻值，R_t 为 t℃时的电阻值。α、β 称为金属的一次和二次电阻温度系数。通常，β 很小，即可认为金属电阻值与温度之间成线性关系。图 5.5 表示了几种金属的电阻随温度变化的情况，可以看出，在气象测温范围内，线性关系最好的是铜和铂，镍和铁稍差些。

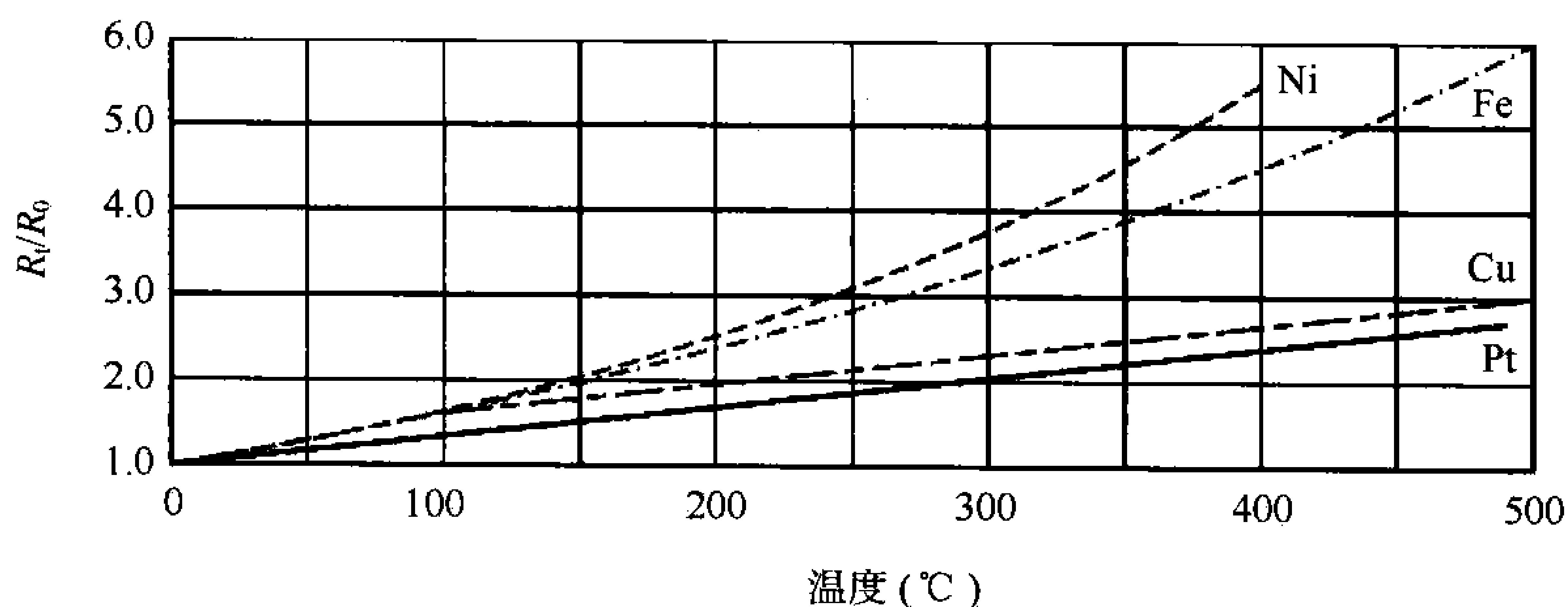


图 5.5 几种金属的电阻随温度变化的情况

金属电阻的灵敏度为

$$\frac{dR}{dt} = R_0\alpha \tag{5.2.5}$$

而

$$R_0 = \rho_0\frac{l}{S}$$

则

$$\frac{dR}{dt} = \frac{\rho_0\alpha l}{S} \tag{5.2.6}$$

式中 ρ_0 为 0℃时的电阻率，l 为电阻丝长度，S 为电阻丝截面积。可见，电阻温度表的灵敏度与电阻温度系数和电阻率均成正比。为了得到较大的灵敏度，应选择温

度系数和电阻率均较大的金属作为测温元件。表 5.5 给出了几种金属的电阻率和温度系数，可见，铂和铁的电阻率较大，但铁易氧化生锈。铜的电阻率虽小，但其线性度和稳定性较好。综合而言，铂性能最好，不但已广泛应用于气温的自动测量中，还用作基准温度表。

表 5.5　几种金属的物理性质

	铂	镍	铁	钨	铜
电阻率	10	6.844	10	5.51	1.692
一次温度系数(10^{-3})	3.9	4.3	5.2	4.2	3.9

5.2.3.2　铂电阻的基本结构与性能

铂电阻通常制成薄膜状，外涂防潮、防腐蚀的保护层，气象用铂电阻还有镀铬的金属防辐射层。

在自动气象站中主要采用的是铂电阻 Pt100，其 0℃电阻值为 100 Ω，在－50～50℃测温范围内的平均灵敏度为 0.39575 Ω/℃，分辨力为 0.1℃，最大允许误差为±0.2℃。而标准铂电阻则常采用 Pt25，其 0℃电阻值为 25 Ω，稳定性更好。

5.2.3.3　测量电路

采用金属电阻进行温度测量，首先必须测量出电阻值大小，然后利用电阻温度关系式求出温度。而金属电阻的电阻温度关系并非完全线性，因此在测量中还需要解决电阻值与温度之间的非线性问题。这是组成实用温度表需要解决的两个基本问题。

(1)电阻值的测量

铂电阻阻值很小，测温灵敏度较小，如果直接用欧姆表测量电阻以换算为相应的温度值，其温度测量的分辨力很低。可采用平衡电桥法或不平衡电桥法测量，但由于引线电阻的影响不适宜遥测，通常采用恒流源四线制测量电路。该方法不但消除了远距离遥测中引线电阻的影响，提高了测量准确度，还可以结合 A/D 转换技术，达到抗干扰并实现温度的数字显示。如图 5.6 所示，虚线表示长电缆线，测温电阻与恒流源、放大器和 A/D 转换器之间可有一定的距离。

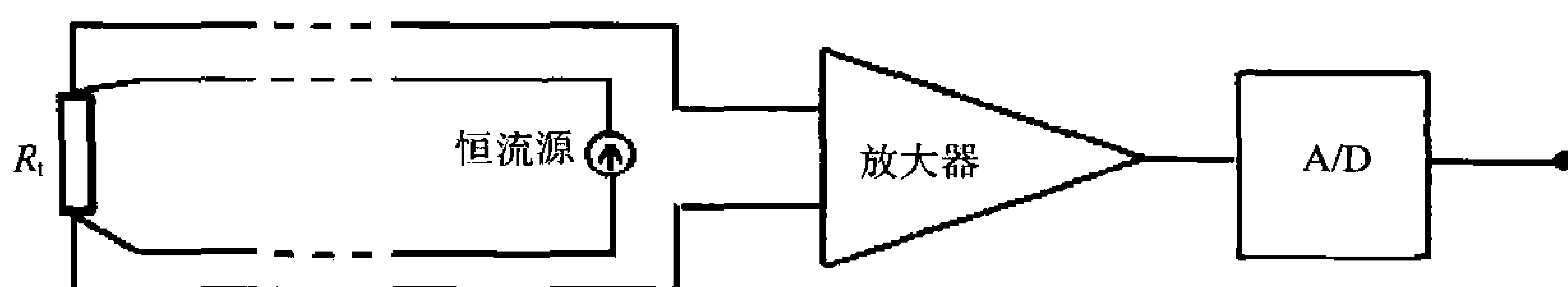


图 5.6　铂电阻恒流源数字测量电路框图

在测温电阻两端分别引出两根线，即共引出四根线与测量电路相连。其中恒流源与测温电阻组成的回路为电流回路，放大器和测温电阻组成的回路为电压回路。电流回路中的电流是恒定的，当测温电阻的阻值随温度发生变化时，其两端的电压会发生相应的变化，此电压与温度之间具有很好的对应关系。放大器是输入阻抗极大的集成电路，因此电压回路中的电流极小，铂电阻两端的电压可以经过很长的导线传输而几乎没有损失，从而消除了导线电阻的影响。放大器的输出经过A/D转换器即可转换为相应的数字信号。

这种方法的温度测量误差一般不超过±0.2℃，采用较高等级的恒流源、放大器和A/D转换器可以使测温误差不超过±0.1℃。

(2)线性化处理

通常，测量电路的输出与温度之间并不成严格的线性关系，需要进行一定的线性化处理。目前，已广泛采用软件方法进行线性化处理。金属电阻的线性度一般较好，可在全量程范围内检定后，根据检定数据进行最小二乘线性拟合，即可满足测量要求。Pt100的线性度可达0.1%。

5.2.3.4 主要误差来源

金属电阻温度表的误差主要来源于电阻敏感元件本身和测量电路两部分。一般选择具有较好的稳定性和温阻特性的金属电阻，可使误差主要来源于测量电路。采用恒流源和A/D转换电路测量时，测量误差主要取决于恒流源、放大器和A/D转换器的稳定性。

还有一种引起所有采用电路测量时存在的共同误差因素就是电热效应。当电流流经测温元件时，会产生电热效应而使元件增温，从而造成测温误差。因此，测量时必须严格控制通过测温电阻的电流，一般为几毫安到几十毫安。电流较大时，要进行增温修正。引线电阻也应尽量小。

通过增大测温电阻与空气的接触面积并对其进行通风散热，也可减小电热效应引起的增温，因此金属电阻丝常做成悬张式或旋丝状。

5.2.4 半导体热敏电阻温度表

5.2.4.1 测温原理

与大多数金属电阻相反，半导体热敏电阻的阻值是随温度的增高而减小的。在气象测温范围内，热敏电阻的电阻值 R_T 与温度 T 之间的关系为

$$R_T = a\,e^{\frac{b}{T}} \tag{5.2.7}$$

式中 a,b 为由热敏电阻材料决定的常数。(5.2.8)式给出了热敏电阻的温度系数，

即温度改变 1℃所引起的电阻阻值相对变化率,用 α_T 表示

$$\alpha_T \equiv \frac{1}{R_T}\frac{dR_T}{dT} = -\frac{b}{T^2} \tag{5.2.8}$$

与金属电阻不同,半导体热敏电阻的温度系数为负值,且随温度变化,温度越低,α_T 的绝对值越大,表 5.6 表明温度从 40℃变化到 −60℃时,电阻温度系数增大 2.16 倍。而金属电阻的温度系数为常数,不随温度变化。α_T 的绝对值要比金属电阻的温度系数(10^{-3}量级)约大 10 倍。半导体热敏电阻的温度系数,在气象测温范围内为 $-7\times10^{-2}\sim-1\times10^{-1}$ ℃$^{-1}$,电阻值在 5～500 kΩ 之间,变化达 100 倍。温度系数大,电阻率高,这是半导体热敏电阻制作温度表的有利因素。半导体热敏电阻目前主要用于无线电探空仪上,用于探测高空气温。

表 5.6 热敏电阻温度系数的相对变化

温度(℃)	40	20	0	−20	−40	−60
$\alpha_T(t)/\alpha_t$(40℃)	1.00	1.14	1.31	1.54	1.81	2.16

5.2.4.2 基本结构

测温用热敏电阻大多为金属氧化物的混合物,例如氧化镁、氧化铜、氧化钴和氧化铁的混合物,在 800～900℃的高温下烧结而成。引出线可以在烧前嵌入,也可在元件两端涂上金属胶,加热到一定的温度,使元件上附着一层可供焊接的金属层。烧结后的元件经过适当的老化,使元件性能保持稳定。半导体热敏电阻元件通常做成珠状、片状和棒状三种结构,尺寸可以做得较小,如图 5.7 所示。

半导体热敏电阻的主要缺点是电阻值与温度成非线性关系,稳定性比金属电阻差,互换性不好。但是,最近研制的半导体热敏电阻元件的稳定性已有了很大提高,有的已达到了年漂移量不超过 0.1℃的水平。

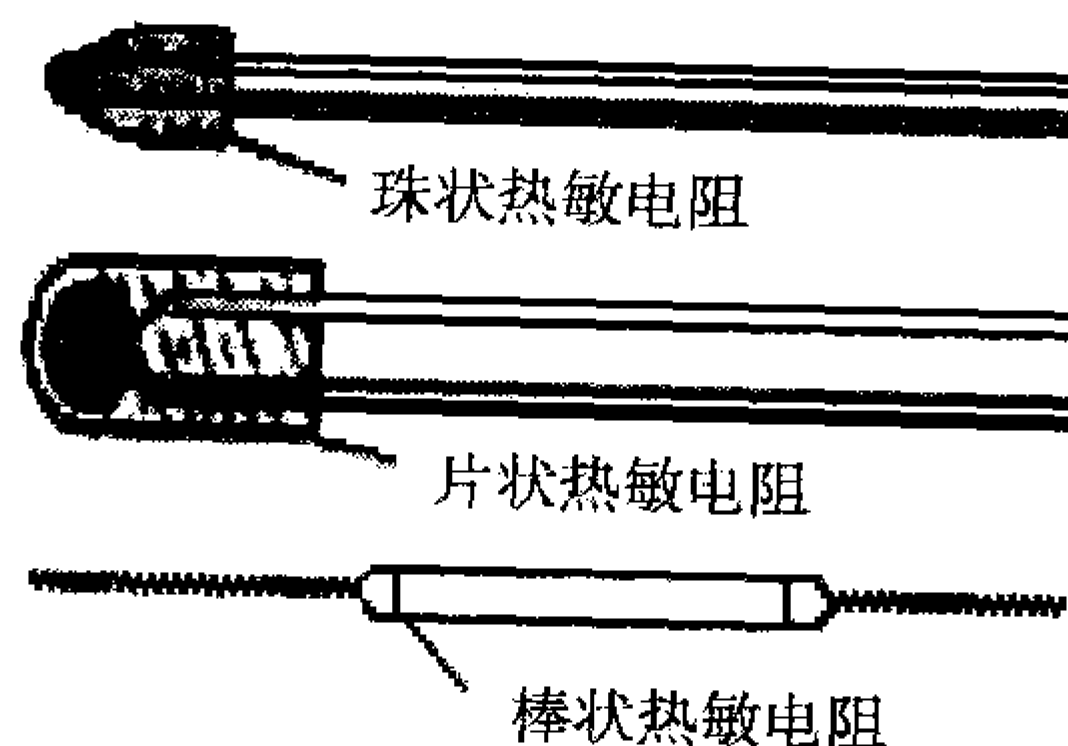


图 5.7 半导体热敏电阻的三种结构

5.2.4.3　测量电路

与金属电阻一样,半导体热敏电阻也可采用电桥进行测量。由于热敏电阻的阻值在几十千欧,因此不到 10 Ω 的导线电阻随温度变化的影响完全可以忽略不计。但需要特别注意两点,一是过热失控,二是线性化处理。

对于热敏电阻,电流增温使元件阻值减小的同时,将进一步增大流经元件的电流,并同时加大增温效应,进一步减小阻值,形成正反馈,而导致过热失控。因此,热敏电阻的电桥供电电压一定要控制在很小的值,通常保持在零点几伏。

热敏电阻的非线性较严重,线性化处理对于热敏电阻非常重要。线性化既可采用硬件电路,也可采用软件方法。常用的线性化硬件电路是三点拟合法,其实质是使电路输出值在测温范围内的特定三点,即下限、上限和中值上满足线性关系。这种方法只能达到一定程度的近似线性,在测温要求不高时可以采用。图 5.8 是三点补偿式平衡电桥示意图。图中 r'是个精密电位器,适当选择 r_1、r_2 和 r_3 的大小,使得在测温范围的下限和上限时,滑臂在电位器上分别位于 a 点和 b 点,而在范围中间点时,电位器也正好位于中点。这样,滑臂在电位器上的位置随元件所测的温度呈近似线性变化。这样线性化处理后的最大偏差出现在测温下限与中值、测温上限与中值之间的中间点。最大偏差的大小与测温范围及热敏电阻的 b 值有关。

采用具有对数输出特性的多谐振荡器,可以直接将电阻转变为与温度相对应的频率信号,从而获得较好的线性输出。随着微处理技术的发展,采用软件进行非线性处理已成为发展趋势。

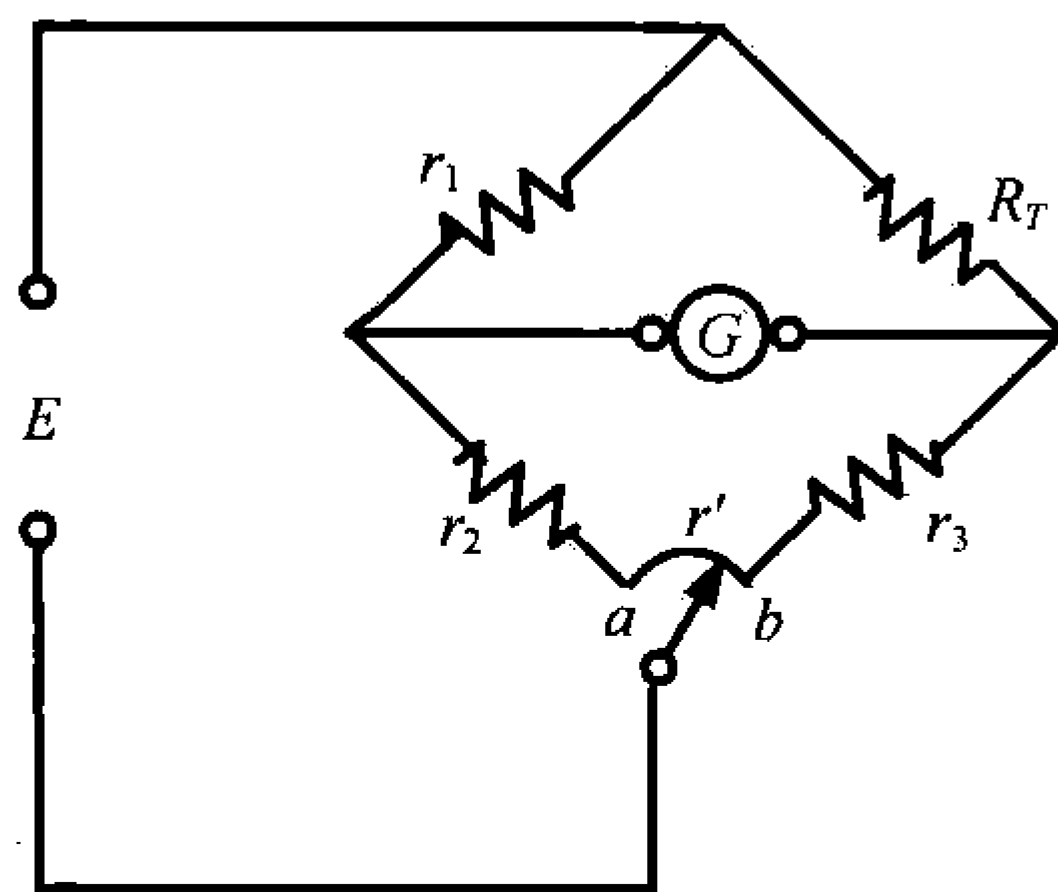


图 5.8　三点补偿式平衡电桥示意图

5.2.4.4　主要误差来源

半导体热敏电阻的测温误差也来源于两部分,即传感器部分和测量电路部分。与金属电阻不同,由于热敏电阻的特性容易受外界影响而产生变化,主要表现在以

下两方面：

一是半导体元件表面受潮后，相当于并联了一个与元件阻值相当的漏电电阻，因而产生较大的测温误差。因此，热敏电阻的表面必须涂覆较好的防潮材料。

二是半导体材料对可见光和红外线都有很强的吸收作用，热敏电阻在用于测量气温时还必须涂敷防辐射层。

另外，对于半导体热敏电阻来说，电流加热增温更加显著，除了测量时电流不能太大外，还应考虑采取增温订正。

5.2.5 热电偶温度表

5.2.5.1 测温原理

所谓热电偶，是指两种不同的金属或者合金焊接在一起，构成的一个闭合回路。当两个焊点的温度不同时，回路中就会产生电动势，温度差异越大，电动势就越大，这就是热电现象。

热电偶电动势 ε_t 与温差之间有

$$\varepsilon_t = \alpha(t_2 - t_1) + \beta(t_2 - t_1)^2 \tag{5.2.9}$$

式中 α、β 为与两种金属的性质有关的常数，称为热电系数。从表 5.7 中可以看出热电偶单位温度所对应的电动势很小，也就是说，其测温灵敏度很小。由于 β 远小于 α，当温差不大时(5.2.9)式可近似写为

$$\varepsilon_t = \alpha(t_2 - t_1) \tag{5.2.10}$$

令热电偶中的其中一个焊点维持在已知温度下，另一个焊点的温度即可由回路的电动势来确定，这就构成了一个热电偶温度表。维持已知温度的一端称参考端，另一端称工作端。

表 5.7 几种常见的热电偶单位温度所对应的电动势

热电偶	电动势(V/℃)
铜-康铜	4.1×10^{-6}
锰铜-康铜	4.1×10^{-6}
铂-康铜	3.4×10^{-6}
铁-康铜	5.2×10^{-6}
康铜-镍铬	6.9×10^{-6}

5.2.5.2 基本结构

实用热电偶温度表实际上就是一端焊接的两根金属丝，为了使其绝缘和防止被介质侵蚀，一般还附有绝缘装置和保护套管。热电偶一般做成探针状或点状，体

积很小，常用于测量湍流大气的温度脉动。图 5.9 表示的是一种热电偶温度表的头部结构，紧贴电偶接点的部分导线被绕制成螺旋状。

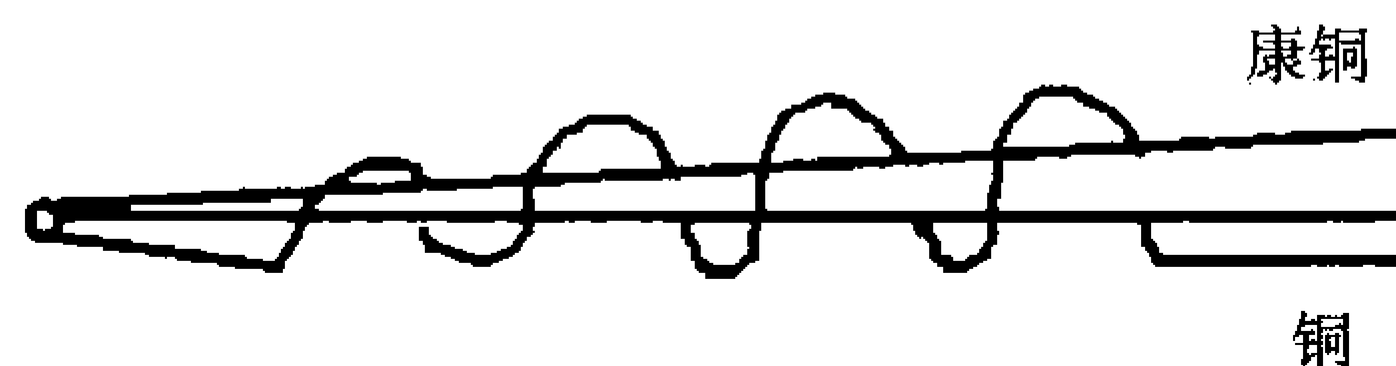


图 5.9　热电偶接点头部的构造

5.2.5.3　测量电路

由于热电偶的温差电动势很小，用普通电流表测量往往带来较大的测量误差，必须采用灵敏度较高的电流表，或将热电偶产生的微小直流电动势放大后测量。

最简单的测量方法是在温差电偶回路中串入适当灵敏度的检流计，如图 5.10 所示。根据检流计的示值，利用事先已制好的检定线（图 5.11），即可确定被测温度。如果检流计的灵敏度较高，可以分辨出 0.01℃的温度差。

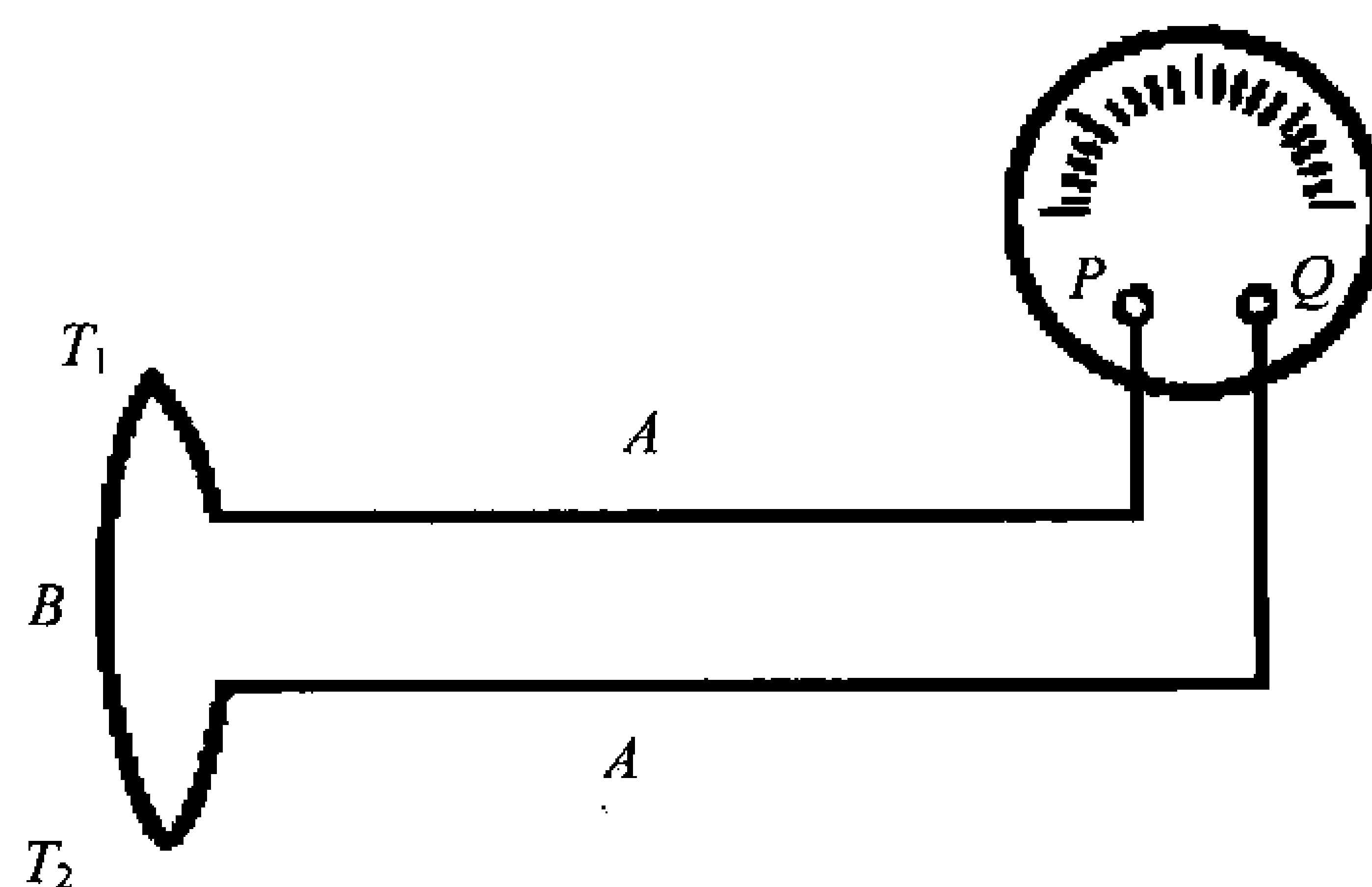


图 5.10　热电偶测量电路示意图

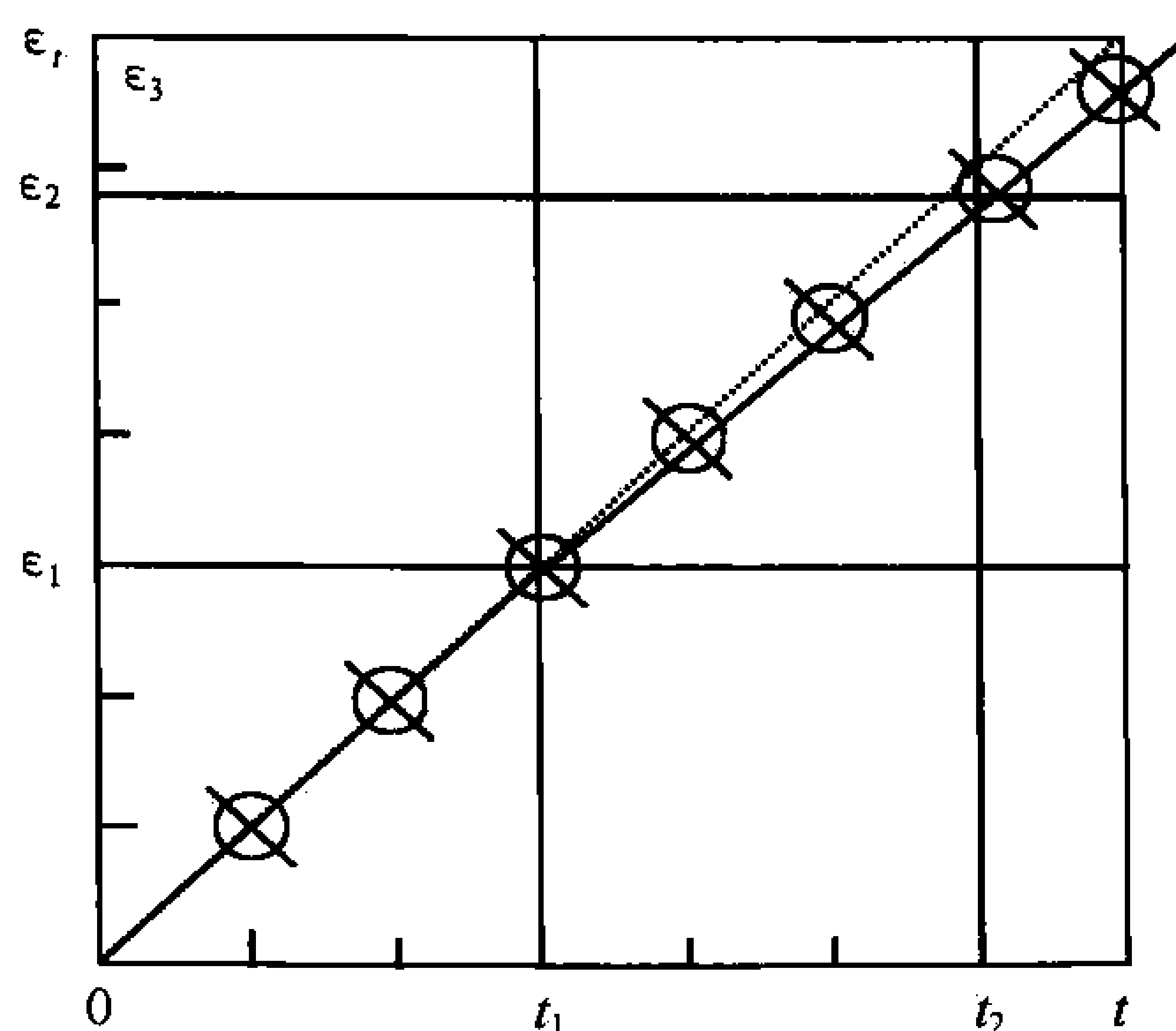


图 5.11　热电偶的检定线

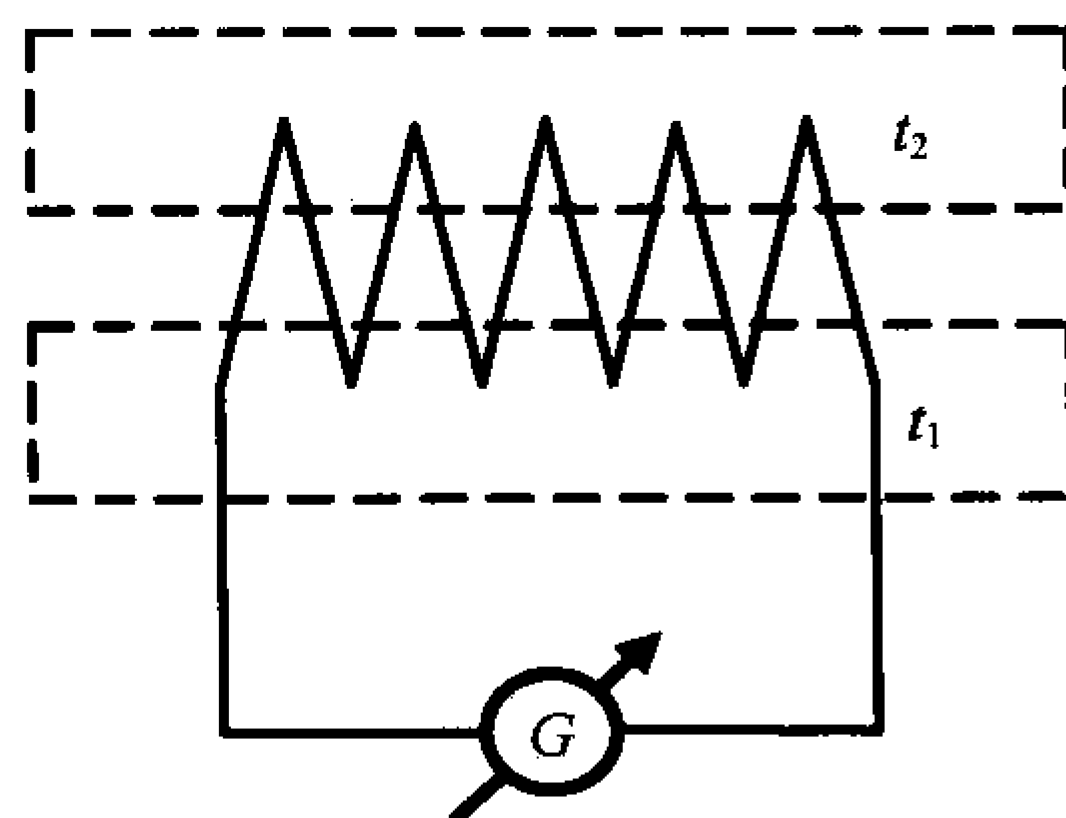


图 5.12　热电堆

将热电偶的参考端置于冰点槽中，则输出电动势对应的温度差即为被测温度值。图 5.11 中，当测出的电动势为 ε_1 时，则对应的温度为 t_1；当测出的电动势为 ε_2 时，则对应的温度为 t_2。如果参考端的温度不为 0℃，则应根据热电偶电路中的温度叠加定律加以修正。例如，若观测时的参考端温度为 t_1，测出的电动势为 $\varepsilon_2-\varepsilon_1$，则对应工作端与参考端的温度差为 t_2-t_1，加上参考端的温度 t_1 后，即可得到工作端的温度为 t_2。由于温差电动势很小，为了提高测温灵敏度，也可将若干对热电偶串联起来组成热电堆进行测量，如图 5.12 所示。

5.5.5.4 主要误差来源

热电偶温度表的误差主要来源于三个方面：

(1)延引导线电阻。当采用检流计测量时，如果延引导线比较长，电阻较大，且电阻还随温度变化，就会影响到测量的准确度。为了避免这种误差，通常需要采用内阻较大的检流计，同时尽量减小延引导线的电阻。如果检流计的内阻不够大，那么在灵敏度及检流计临界电阻许可的条件下，串联一适当的固定电阻，使延引导线电阻随温度变化所引起的影响相对降低。

(2)附加化学电动势。如果热电偶的焊点没有清洗干净，一些杂质电解或元件受潮氧化，就会产生附加的化学电动势，影响到测量准确度。化学电动势变化无常，无法进行订正。只有在制作和使用中仔细处理才能消除。

(3)电偶接点、导线、测量仪表等各处温度分布的不均匀性和热电性质不同产生的附加电动势。

根据热电均一性回路定律，热电性质均一的导体，不论其导体各段温度相差如何，都不会产生附加的热电动势。但是当热电偶的导线温度与电偶接点不同时，热量将沿导线传至电偶接点，引起测量误差。热导系数大的金属，如银、铜，引起的误差大。为减小这种误差，可以利用细金属丝导线作为热电偶，并使紧贴电偶接点的部分导线也作为感应元件的组成部分，与接点处于同一温度之下，以便起缓冲作用。同时，尽可能采用热电性质均一的导线。采用多股绞合可大大减小导线的热电非均一性。

根据非热电均一性回路定律，如果回路中任意一部分温度分布均一时，不论其热电性质差别如何，也不会产生附加的热电动势。因此，在热电偶测量电路中，如果不同热电性质的物质处于同一温度下，就可以避免产生这样的附加电动势。

5.2.6 石英晶体温度表

5.2.6.1 测温原理

石英晶体具有自身的固有振荡频率，其固有振荡频率会随温度、压力、加速度

等非电量而变化。

在切割石英时，若切法不同，例如沿与晶阵纵向成一定角度斜切得到的晶体，其振荡频率有较大的温度系数，且振荡频率与温度之间具有较好的线性关系。利用石英晶体的这一特性而制成的石英晶体温度表，测量范围宽，分辨力高，而且稳定性也好。石英晶体的固有频率通常在 5 MHz 左右。测温石英晶体传感器在 −50～50℃的温度范围内，输出频率变化约为 50～150 kHz，测温的分辨力可达 0.001℃，最高可达 0.0001℃。

5.2.6.2 基本结构

石英晶体测温传感器通常密封在不锈钢的壳体内，晶片靠近壳体顶端，用引线支架固定在底座上，然后用同轴电缆线将两个电极引出。为增加与外界的热交换，壳体内通常充有氦气。如图 5.13 所示。

为避免引线对晶体振荡频率的不良影响，测量电路通常封装在一个金属圆筒内，只将测温晶体暴露在外，形成一个一体化的温度传感器，如图 5.14 所示。其前端是测温石英晶体。引出线通常是三根，一根为输出信号线，其余两根为电源线。输出信号通常较强，可以传输很长的距离。

5.2.6.3 测量电路

为了测量石英晶体的振荡频率，通常用石英晶体谐振器将石英的机械振动与电振荡联系起来。其原理是：在极板上加交变电势，产生机械振动，机械振动反过来又产生交变电势，形成压电谐振。当外加交变电场的频率等于固有振动频率时，机械振动最强，振幅达到最大，晶片表面产生的电荷量也达到最大，这时电路就产生了谐振现象。电路的谐振频率与石英晶体的固有频率一致。只要测量出电路的谐振频率就可测出石英晶体的固有频率。

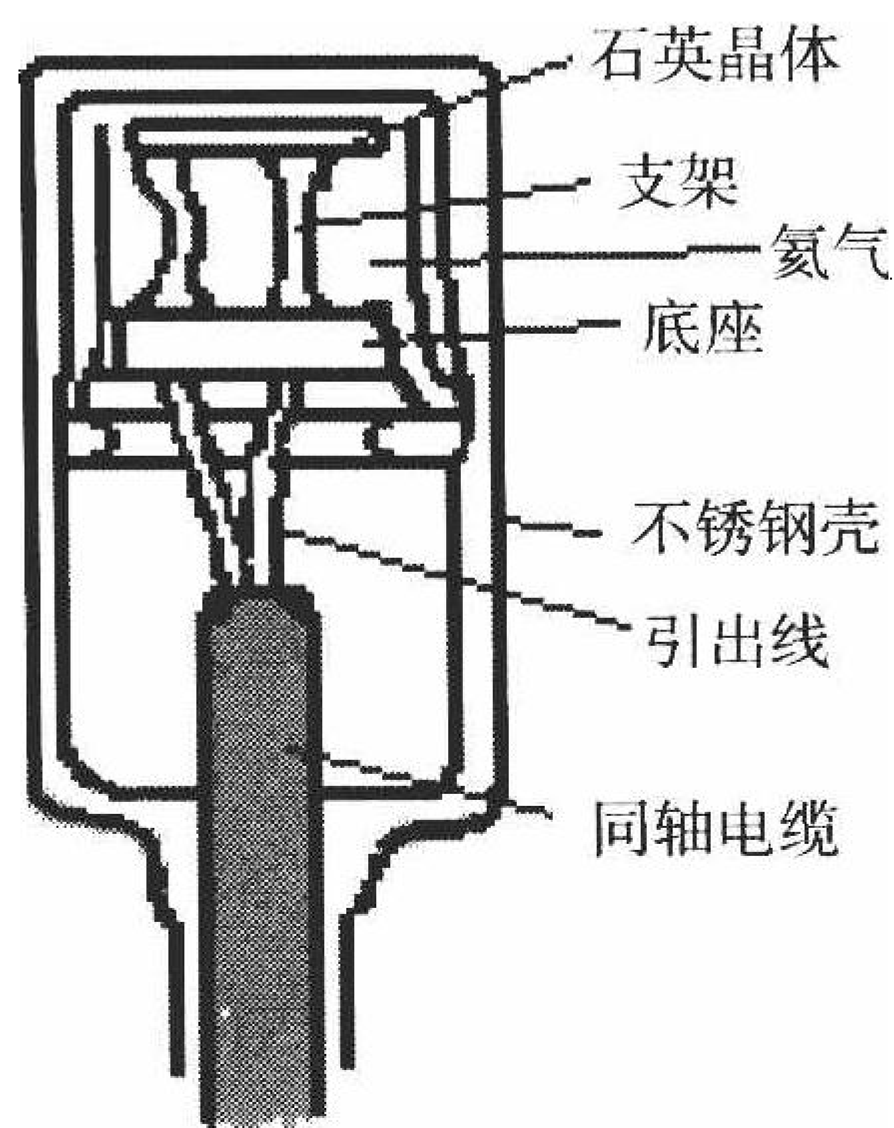


图 5.13 石英晶体温度传感器结构示意图

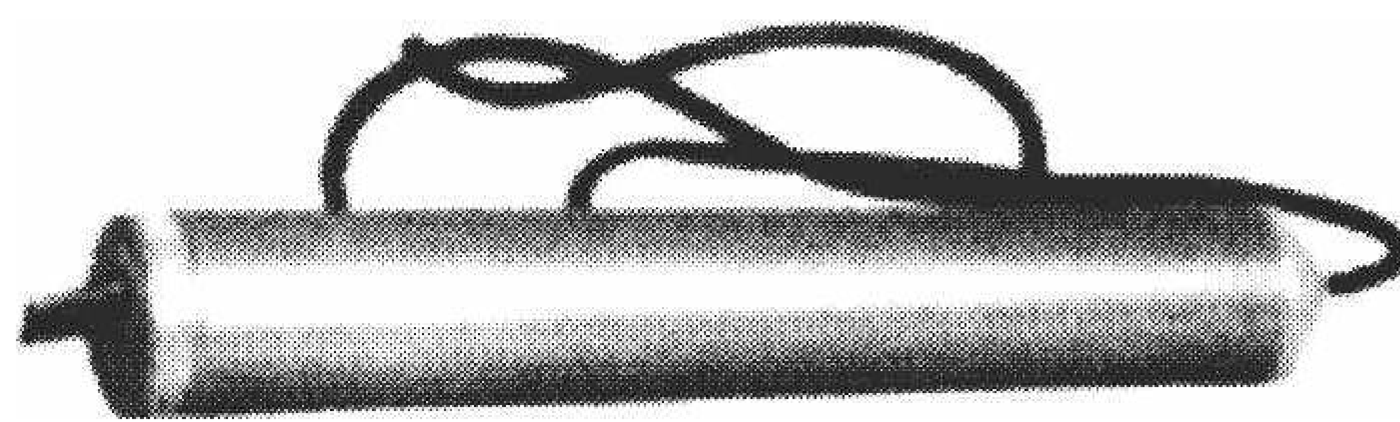


图 5.14 石英晶体温度传感器外形图

由于石英晶体的固有频率较高，为了测量振荡频率，通常采用两个晶体组成的差频电路，其中，一个为测温晶体，另一个为温度系数很小的基准晶体，通过混频、滤波、放大，就可输出较低的频率信号，如图 5.15 所示。

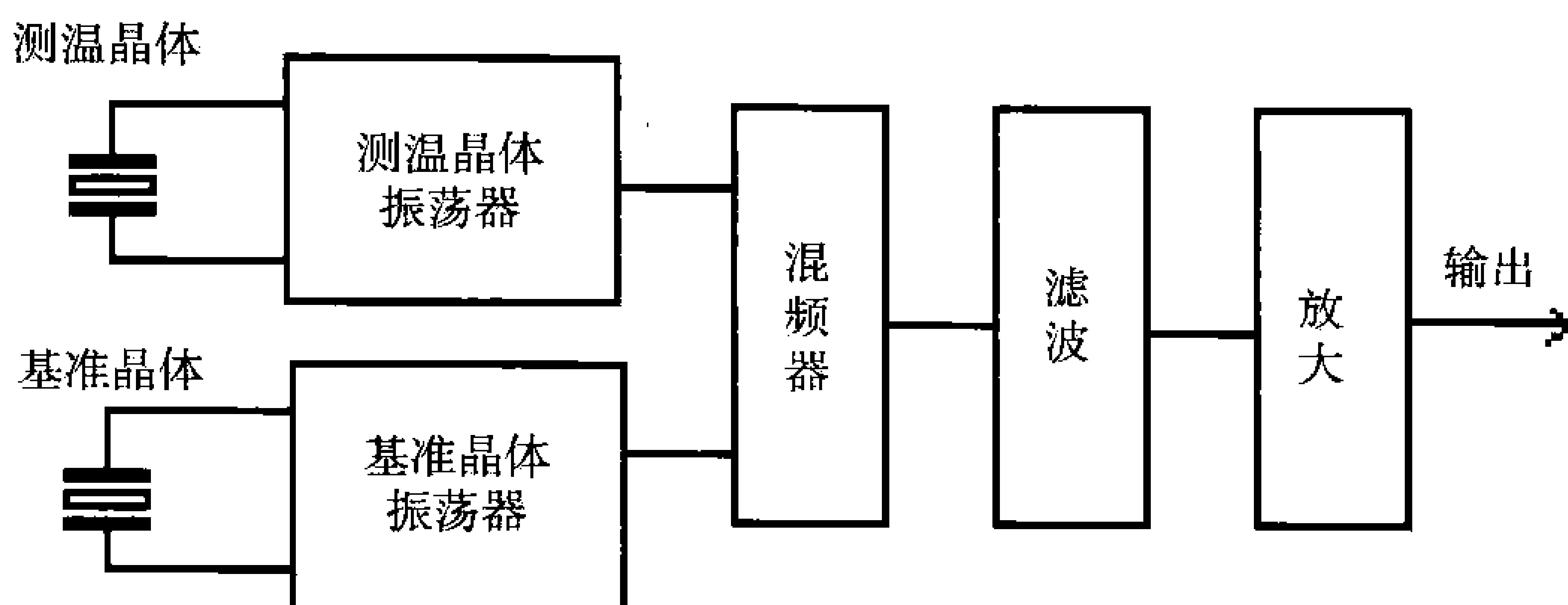


图 5.15　晶体测温传感器电路原理

5.2.6.4　主要误差来源

石英晶体具有很高的稳定性，其性能老化造成的温度基点漂移是很小的。石英晶体测温传感器的误差主要来源于振荡电路参数的变化对输出频率的影响，以及环境参数对振荡电路频率的影响。因此，应采用金属封装的石英晶体并尽量减少引线长度，以消除分布电容的影响。

尽管石英晶体温度传感器工作在谐振状态，振荡电路对晶体的供电是不连续的，但电流热效应引起的测温误差仍是不可忽视的。实验表明如果百叶箱通风不良，安装在百叶箱中的连续工作的测温晶体的测量结果与通风干湿表相比，气温约偏高 0.2～0.4℃。为了有效地抑制电流热效应，可以采用间断通电和采样的方法。这种方法已应用于实用的石英晶体温度表中。

5.3　热滞效应

热滞效应是指直接式温度表与被测介质接触，进行热量交换最终达到热平衡需要一定时间的现象。热滞效应又称之为热惯性。因此，当温度表在尚未达到热平衡时就录取测量结果，则会产生测量误差，这种误差就称为热滞误差。

5.3.1　热滞系数

假设测温元件的温度为 t，被测介质，例如空气的温度为 θ，则在 $\mathrm{d}\tau$ 时间内温度表与被测介质交换的热量 $\mathrm{d}Q$ 为

$$\mathrm{d}Q = -hS(t-\theta)\mathrm{d}\tau \tag{5.3.1}$$

式中 S 为测温元件与介质交换热量的表面积；h 为测温元件的热交换系数。

测温元件与被测介质交换热量 $\mathrm{d}Q$ 后，温度变化 $\mathrm{d}t$，则

$$\mathrm{d}Q = cm\,\mathrm{d}t \tag{5.3.2}$$

式中 c 为测温元件的比热容；m 为测温元件的质量。

由(5.3.1)、(5.3.2)可得

$$\frac{\mathrm{d}t}{\mathrm{d}\tau} = -\frac{1}{\lambda}(t-\theta) \tag{5.3.3}$$

式中 $\lambda=\frac{mc}{hS}$，称为测温元件的热滞系数，单位为 s。(5.3.3)式表示了温度表与被测介质接触后，其温度示值随时间的变化速率。这个速率与热滞系数 λ 成反比，热滞系数越小，温度示值变化速率越大，说明温度表越能很快达到与被测介质热平衡的状态。因此，热滞系数的大小反映了温度表响应外界温度变化的速度。

热滞系数的大小一方面与测温元件的质量、比热容和热交换的表面积有关，另一方面还与测温元件和被测介质之间的热交换系数有关。显然，为了获得小的热滞系数，应尽量减小测温元件的质量，并选用比热容小的测温物质，增大测温元件与被测介质的接触表面积，同时尽量增大热交换系数。一旦温度表制成后，热滞系数的大小则只取决于热交换系数的大小。

热交换系数与单位时间内与温度表交换热量的空气质量，即通风量有关。因此热滞系数也与通风量有关。实验结果表明，热滞系数与通风量之间有如下关系

$$\lambda = K(\rho v)^{-n} \tag{5.3.4}$$

式中 n、K 为常数，ρ 为空气密度，它和通风速度 v 的乘积就称为通风量，表 5.8 列举了几种温度表的 λ，K 和 n 值。从表中可以看出，普通温度表的热滞系数约在 60 s 左右，而电阻温度表为8 s，通风热电偶则只有1.8 s。因此，热电偶可以用来测量小尺度的温度脉动。

表 5.8　常用温度表的热滞参数

类型	球部形状及大小	通风速度(m/s)	λ(s)	K	n
玻璃水银	球形 1.12 cm 直径	4.6	56	117	0.48
玻璃水银(湿球)	球形 1.12 cm 直径	4.6	52	89	0.36
玻璃水银	球形 1.065 cm 直径	4.6	50	98	0.43
玻璃酒精	球形 1.44 cm 直径	4.6	85	158	0.41
双金属片	螺旋形	4.6	21	56	0.64
电阻温度表(绕圈元件)	圆柱形 3.5 cm 长 3.8 cm 直径	4.6	8	23	0.7
通风热电偶	四对电偶串接	10.7	1.8		
通风热电偶(湿球)	四对电偶串接	10.7	2.7		

近地面由于空气密度变化不大，因此热滞系数的大小主要与通风速度有关。通风速度越低，热滞系数越大。在高空中，随着高度的增加，空气密度减小，热滞系数也会增大。

5.3.2 热滞误差

5.3.2.1 介质温度恒定时的热滞误差

假设介质温度恒定为 θ，若将初始温度为 t_0 的温度表置入该介质中，则其示值随时间的变化关系可通过对式(5.3.3)积分，得

$$t-\theta=(t_0-\theta)e^{-\frac{\tau}{\lambda}} \tag{5.3.5}$$

从(5.3.5)式可见，温度表示值与介质温度之差，即热滞误差，是随时间呈指数减小的，当经过的时间等于热滞系数 λ 时，温度表示值与介质温度之差($t-\theta$)减少到初始温度差($t_0-\theta$)的$\frac{1}{e}$，即约 37%，如图 5.16 所示。因此，热滞系数可以理解为温度表示值与介质温度之差($t-\theta$)减少到初始温度差($t_0-\theta$)的$\frac{1}{e}$，即约 37%时，所需要经过的时间。

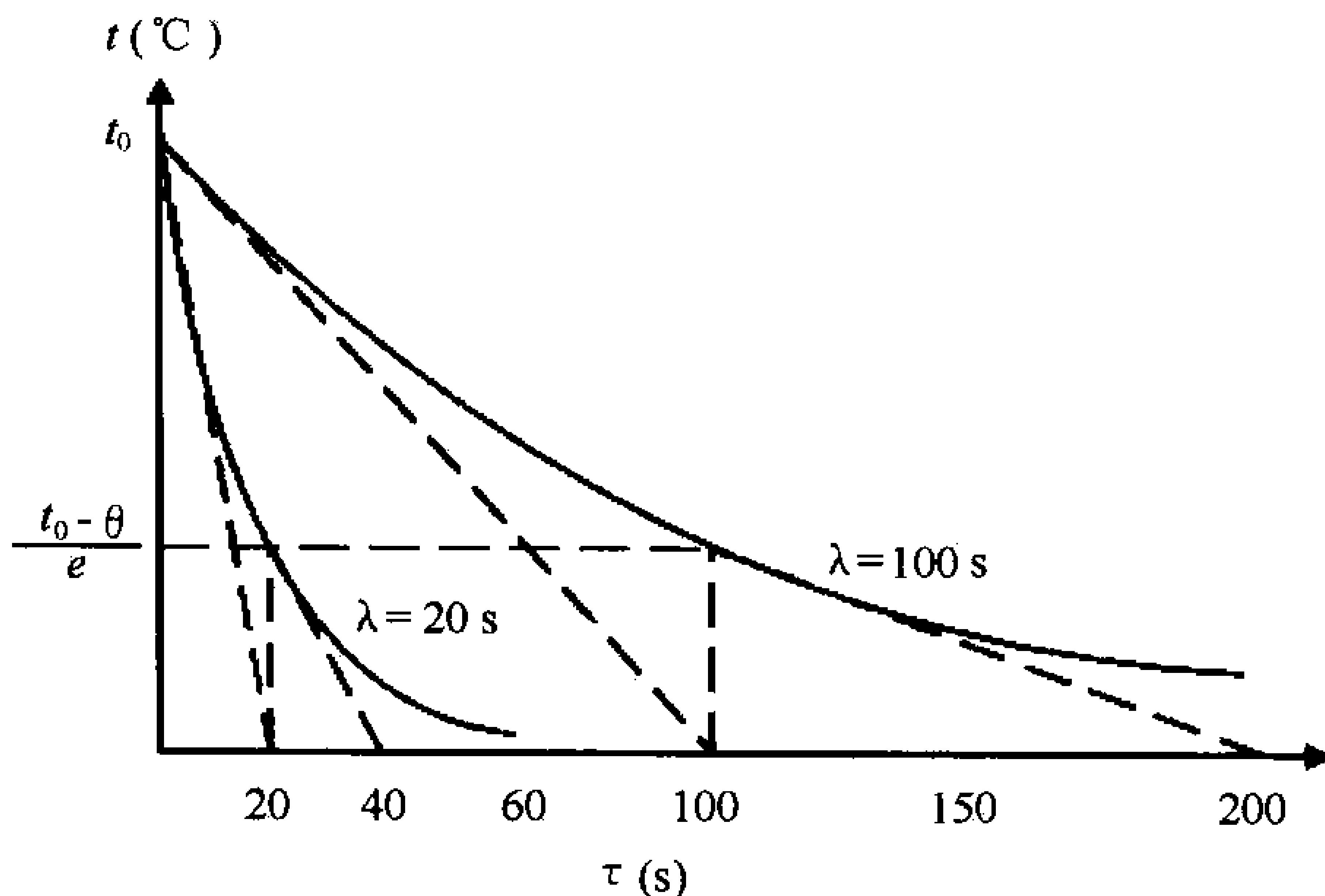


图 5.16 热滞系数不同的温度表对介质温度的感应速度

由(5.3.5)式又可得

$$\lg\frac{t-\theta}{t_0-\theta}=-\frac{1}{2.3}\frac{\tau}{\lambda} \tag{5.3.6}$$

可见，示值与介质的温差达到初始差值的$\frac{1}{10}$时，需要的时间为 2.3 倍的 λ；达到$\frac{1}{100}$

时，需要的时间为 4.6 倍的 λ。可见只要时间 τ 足够长，示值与介质的温差 $(t-\theta)$ 就很小了。

5.3.2.2　介质温度呈线性变化时的热滞误差

假设介质温度随时间呈线性变化，即

$$\theta = \theta_0 + \beta\tau \tag{5.3.7}$$

式中 β 为温度变化率，设为常数。将其代入(5.3.3)式，并设当 $\tau=0$ 时，温度表的示值等于介质的温度。求解可得(5.3.8)式，其规律如图 5.17 所示。

$$t-\theta = -\beta\lambda(1-e^{-\frac{\tau}{\lambda}}) \tag{5.3.8}$$

可见，当时间 τ 足够大时(一般取 $\tau \geqslant 5\lambda$)，热滞误差 $t-\theta \approx -\beta\lambda$，为一常数。

热滞误差的大小只取决于 β 和 λ。如果实际气温每小时升温 3℃，即 $\beta = 1/1200$ ℃/s，对一个热滞系数为 300 s 的温度表，滞差可达 0.25℃；当热滞系数为 60 s 时，滞差仅有 0.05℃。

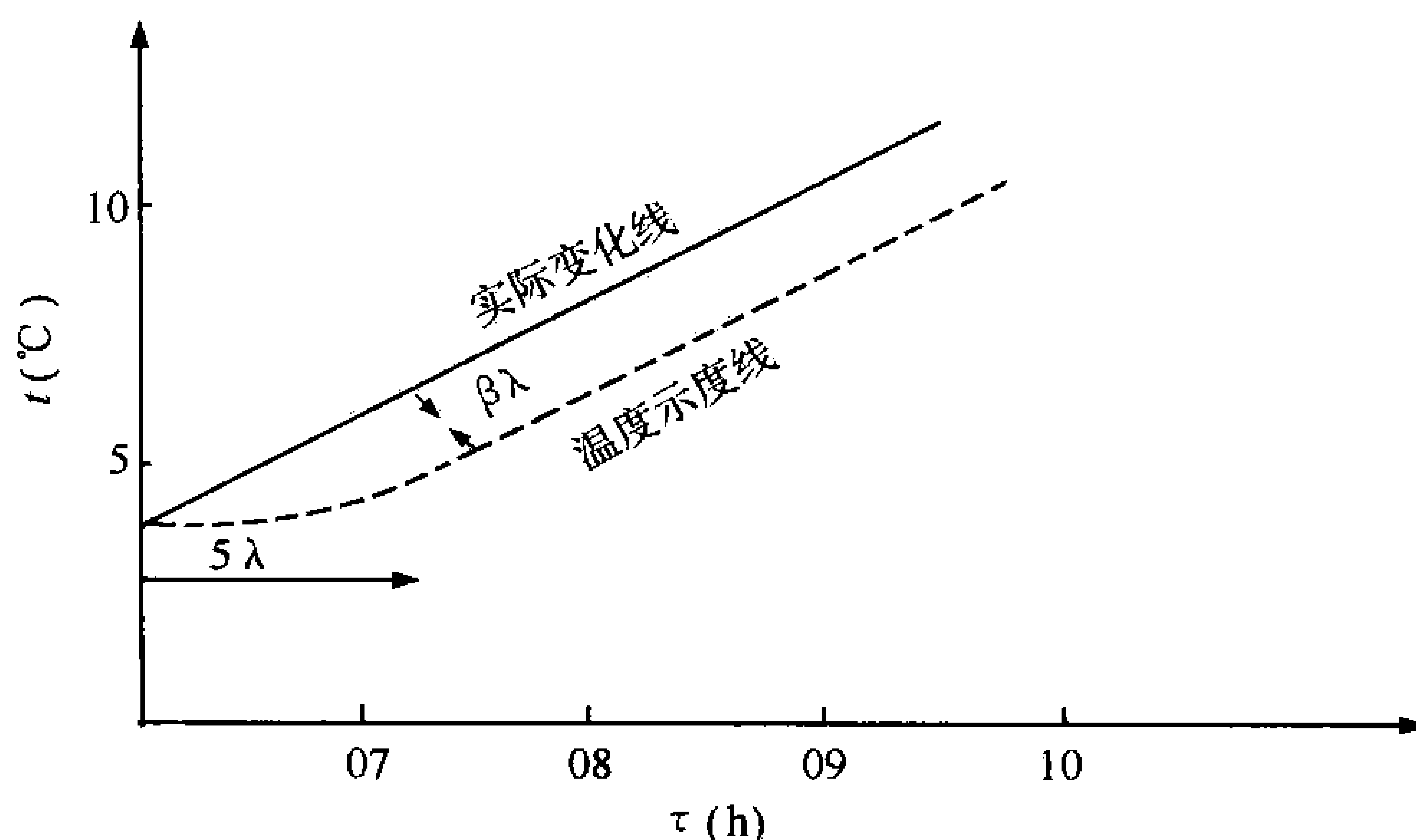


图 5.17　介质温度呈线性变化时温度计的滞后

5.3.2.3　介质温度呈周期性变化时的热滞误差

设介质温度以周期 T、振幅 A_0 呈简单的正弦变化

$$\theta = \theta_0 + A_0 \sin\frac{2\pi\tau}{T} \tag{5.3.9}$$

将(5.3.9)式代入(5.3.3)式求解可得

$$t = \theta_0 + C_1 e^{-\frac{\tau}{\lambda}} + \frac{A_0}{\sqrt{1+\frac{4\pi^2\lambda^2}{T^2}}}\sin\left(\frac{2\pi\tau}{T} - \arctan\frac{2\pi\lambda}{T}\right) \tag{5.3.10}$$

式中常数 C_1 由初始条件确定。当时间足够长时，即 $\tau \gg \lambda$，(5.3.10)式简化为

$$t = \theta_0 + \frac{A_0}{\sqrt{1+\frac{4\pi^2\lambda^2}{T^2}}}\sin\left(\frac{2\pi\tau}{T} - \arctan\frac{2\pi\lambda}{T}\right) \tag{5.3.11}$$

其函数关系如图 5.18 所示。可见，当 $\tau \gg \lambda$ 时：

(1)温度表示值也呈周期为 T 的正弦变化；

(2)温度表示值的振幅 A 小于实际振幅 A_0，为

$$A = \frac{A_0}{\sqrt{1+\frac{4\pi^2\lambda^2}{T^2}}} \tag{5.3.12}$$

(3)温度表示值的正弦变化相位落后于实际温度变化，相移角为

$$a = \arctan\left(\frac{2\pi\lambda}{T}\right) \tag{5.3.13}$$

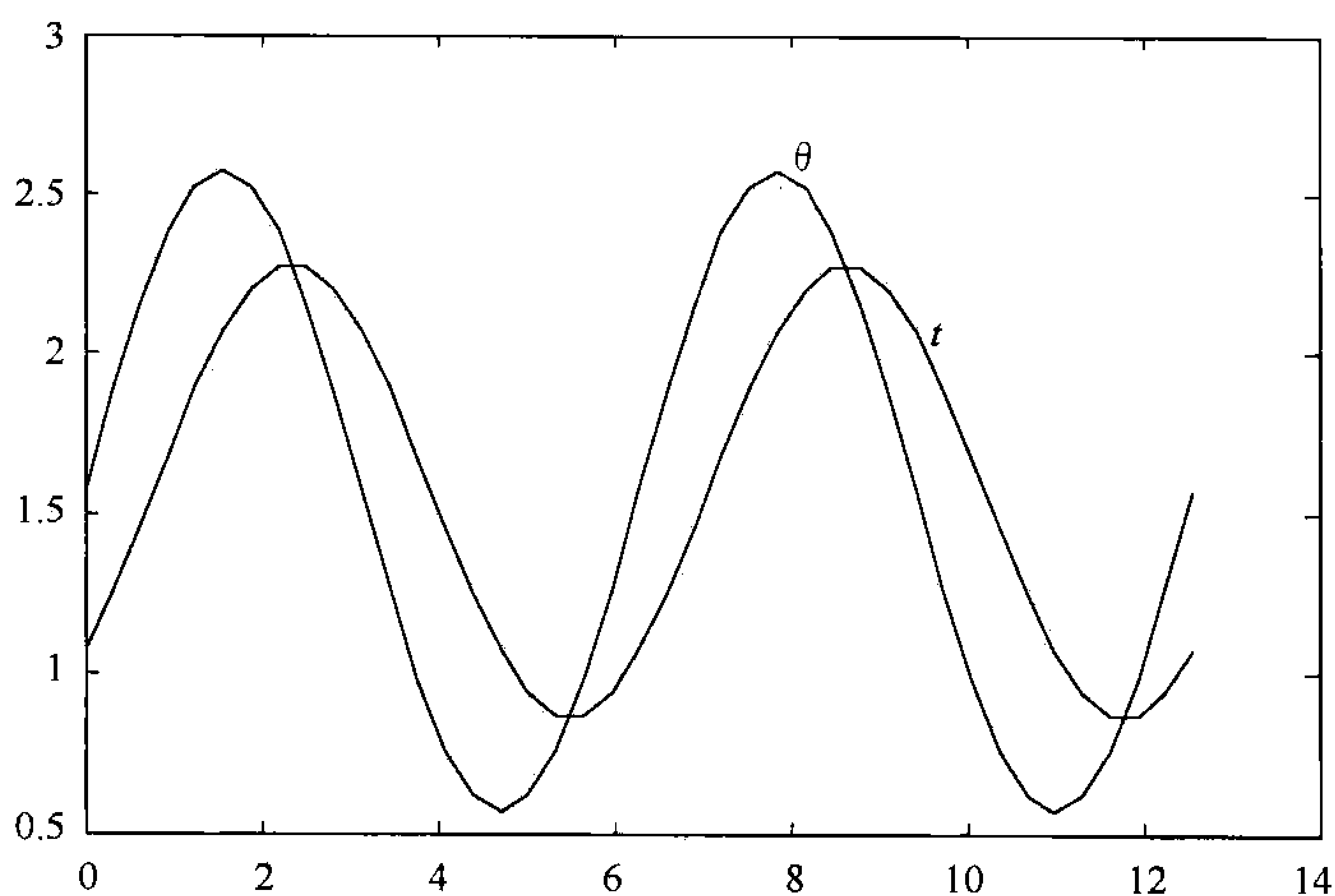


图 5.18　介质温度呈周期变化时温度表的示值变化

表 5.9 列出不同 λ/T 时所对应的振幅衰减和相位落后值。可见，当热滞系数远小于温度变化的周期时，温度表的示值变化就接近于实际变化了，且相位落后也较小。

表 5.9　温度表热滞对温度周期性变化的影响

λ/T	5	2.5	1	0.5	0.25	0.1	0.05	0.025	0.018
A/A_0	0.032	0.064	0.157	0.303	0.537	0.846	0.954	0.988	0.994
a(°)	88.2	86.4	81.0	72.3	57.5	32.1	17.4	8.9	6.5

利用上述得到的规律，可以简单分析气温测量中对热滞系数大小的要求。若将气温的日变化看成是振幅为 5℃的周期性变化，为了保证观测的振幅误差小于 0.05℃，则从(5.3.12)式可以估计出温度表的热滞系数只需要小于 1959 s 即可

$$\frac{4.95}{5.00}=\left(1+\frac{4\pi^2\lambda^2}{86400^2}\right)^{-\frac{1}{2}} \tag{5.3.14}$$

假如同时要求最高(和最低)温度出现的时刻相位落后所引起的误差不超过 5 min，则可从(5.3.13)式估计出温度表的热滞系数应保持在 300s 以下

$$\tan\left(360\cdot\frac{5}{1440}\right)=\frac{2\pi\lambda}{86400} \tag{5.3.15}$$

同样，对于 $\lambda=50$ s 的温度表来说，若实际气温变化周期 $T=100$ s，变化幅度为 1℃，则所测的温度变化幅度只有 0.3℃；但若 $T=2000$ s，则所测得的温度变化幅度为 0.95℃，与实际变化幅度就很接近。由表 5.9 可见，若想测量周期为 1 s 的气温微脉动变化，且要求振幅测量达到 95%以上的准确度，滞后角小于 20°，则温度表的热滞系数应小于 0.05 s。

由上述讨论可见，为了获得有代表性和准确性的气温观测资料，应规定温度表的热滞系数，以减小测温误差。WMO 对地面气象观测的温度表的要求是，当通风速度为 5 m/s 时，热滞系数应在 30～60 s 之间。这样的温度表对周期在半小时至 1 小时之间的温度变化来说，其热滞误差很小。百叶箱干湿表的时间常数约为 60 s，通风干湿表的时间常数约为 30 s。

由于仪器的热滞效应，很高频率的起伏振动不能在记录里被反映出来，即仪器具有自动平均能力。温度表的热滞系数愈大，自动平均能力也愈强。图 5.19 表示

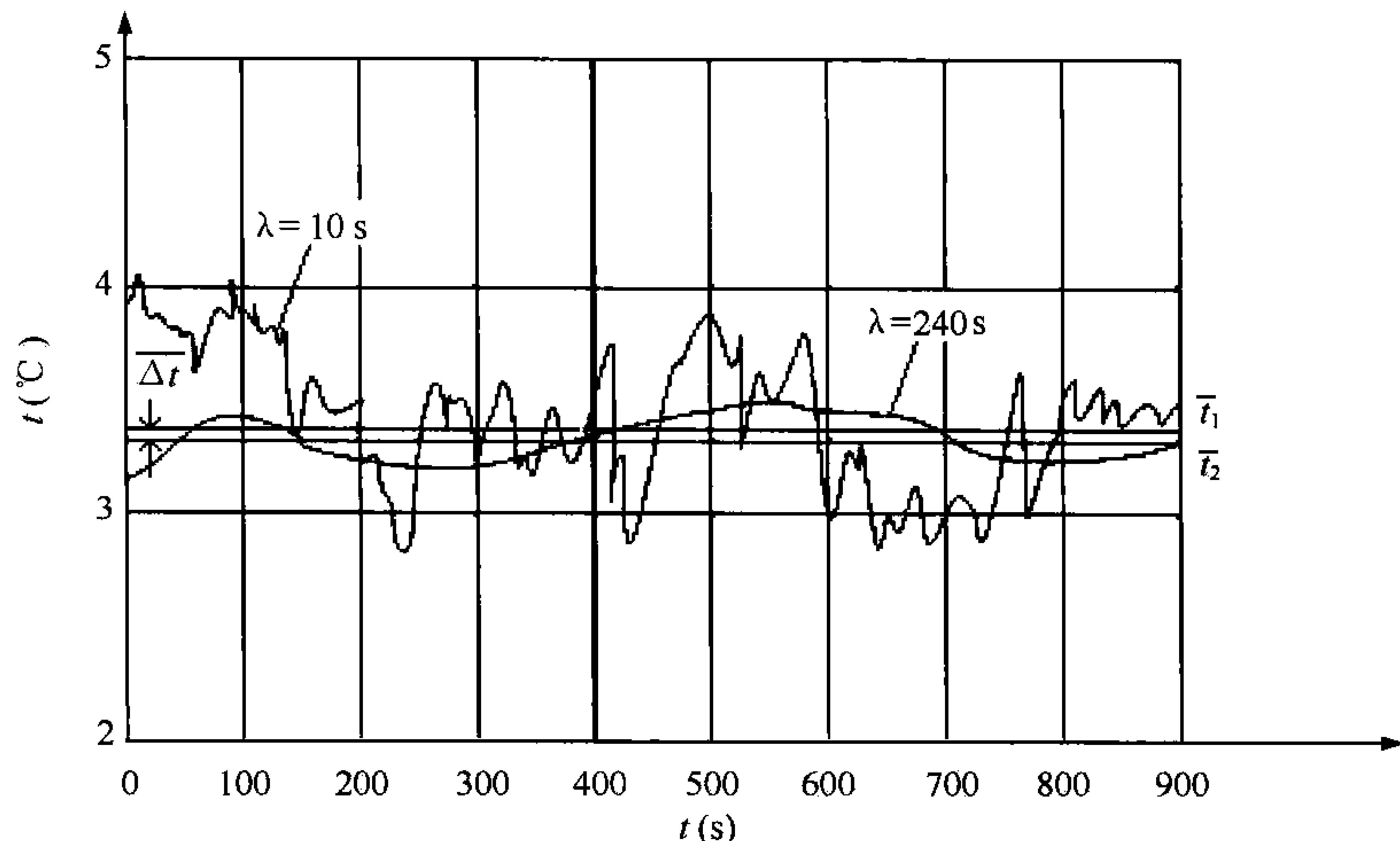


图 5.19　热滞系数不同的温度表记录

两种热滞系数不同的温度计记录的15 min时段的气温变化情况。图中细线为λ=10 s的温度计的记录，粗线为λ=240 s的温度计的记录。可见，对于周期为40 s的温度起伏变化，λ=10 s的温度计基本上还可以反映出来，而λ=240 s的温度计，仅能反映出实际振幅的30%，但是它们在这一时段的平均值的差值却只有约0.1℃。

5.4 温度测量与防辐射方法

5.4.1 温度测量的特点

在实际大气中测量温度，具有以下五个特点：

(1)温度的测量是动态的。无论是气温还是土壤温度都是随时间不断变化的，气温在几秒钟内会连续变化1～2℃。因此测温仪器要不断地响应温度的变化。由于迅速的温度脉动变化对于一定的区域没有代表性，需要测量的是一段时间里的平均值。平均时段的长短与所要取得的资料的代表性程度有关。WMO规定，天气气候学意义上的气温观测的平均时间为1 min。

(2)太阳辐射对于温度的测量影响较大。测温元件对短波辐射的吸收能力要远远大于空气本身，如果直接将温度表安置于自然状况下，而不加任何遮蔽措施，太阳辐射将会使测温元件的温度高于空气温度，从而产生所谓的"辐射误差"。辐射误差往往可达相当大的数值，特别是在白天日照强烈时，辐射误差更大。这也是人们在太阳下感觉气温与天气预报的气温有较大差异的原因，因为人体对于太阳辐射的吸收能力要比空气强。无论在近地面层的气温测量中，还是在高空气温的测量中，必须采取防辐射措施来减小辐射误差，甚至还需要进行辐射误差订正。

(3)自然大气的运动是变化不定的，也就是说风速不是恒定的，这就影响到与测温仪器进行热交换的空气质量，从而使得热滞系数不可能维持不变。热滞系数不同，热滞误差也就不同，对测量结果的准确性也就有影响。因此，有时需要根据测温元件的特点，采取人工通风方式。

(4)为解决防辐射以及通风问题而设置的通风防辐射设备会带来另一个问题，就是对自然大气状况的扰动。防辐射设备、通风设备、仪器及支架的存在均在不同程度上破坏了大气的自然状况。越接近地面，这种影响越大。近地面气温随高度变化剧烈，支架及防辐射设备搅乱了气流，使上、下层空气发生混合，以致测定的气温是被混合的气层的平均温度。在某些情况下，需要测量的正是某一层的气温，显然混合是有利的，关键在于如何才能使混合作用适当。在另一些情况下，需要测量的是某一高度上的温度，那么避免或减小混合作用就必须予以考虑。

此外，由于空气对辐射能的吸收能力与支架及防辐射设备的吸收能力有很大的差异，因此支架及防辐射设备的表面温度与气温之间也会有很大的差别，形成人为的冷源或热源。由于空气流动，这样的冷热可以影响元件周围的气温，使之有异于自然气温。

在使用金属温度表或电测温度表时，金属部件或金属导线的导热也会对温度测量产生影响。

(5)地表面温度观测的代表性。接近地表面的土壤及空气的温度梯度往往很大，如何使测温仪器的感应部分只与土壤表面进行热交换而不受表面以下土壤以及其上空气的影响，都是必须考虑的问题。消除辐射误差则不能用遮蔽阳光的方式。因为如果加以遮蔽，那么遮蔽处的热交换状况就与周围地表将有所不同；而不加遮蔽，使温度表直接暴露于阳光下，即使是一半埋入土中，也会有相当大的辐射误差。用直接式温度表测量地表面温度，难以获得有代表性的温度值。

尽管温度的观测存在不少问题，但只要根据温度观测的要求，采取适当的措施或选择适当的观测手段和方法，是可以获得所需要的温度信息的。

5.4.2 气温观测中的防辐射方法

由于太阳的直接辐射和地面反射的短波辐射的影响，测温元件的指示温度与实际气温存在差别，尤其是在白天强日照的情况下，将使元件的温度明显高于气温，导致较大的辐射误差。太阳辐射是气温观测中的关键问题，减小辐射误差的途径或方法主要有四种：

(1)采用防辐射设备，使太阳辐射和地表反射辐射不能直接照射到测温元件上；

(2)采用人工通风，促使测温元件与环境空气之间的热交换，减小测温元件与环境空气之间的温度差。人工通风法是减小辐射误差的有效方法；

(3)在感应元件表面喷涂上较高反射率的反射膜，增加测温元件的表面反射能力，使到达元件表面的短波辐射绝大部分被反射掉；

(4)采用极细的金属丝元件，减小测温元件的热容，加快热交换。

其中，屏蔽法简单易行，使用最广泛；其次是人工通风法，常与屏蔽法一同采用。用于测量气温和湿度的阿斯曼通风干湿表即是采取人工通风与屏蔽相结合来减小辐射误差的。

5.4.3 防辐射设备

防辐射设备在设计时，应该至少满足三点要求：

(1)应能完全遮蔽温度表，并能屏蔽辐射和降水的影响；

(2)应尽可能设计成使其内部气温保持均匀,并与外部气温相等;

(3)应能保持良好的通风。

5.4.3.1 百叶箱

世界各国百叶箱的大小、安装高度以及型式结构各不相同。百叶箱的大小应尽量使其具有较小的热容量,又能保证仪器之间以及仪器与箱壁之间有足够的空间。百叶箱的形状有方形、球形、塔形、椭球形、盒状及大屋顶形等。箱内温度表的安装离地高度高的达 2.20 m,低的为 1.20 m。我国目前气象台站采用苏式方形百叶箱,分为大、小两型。大型百叶箱用于安放温度、湿度自记仪器,其高、深、宽为 612 mm×460 mm×460 mm;小型百叶箱用于安放干湿球温度表和最高、最低温度表及毛发湿度表,其高、深、宽为 537 mm×460 mm×290 mm。百叶箱安置在观测场南边,两箱相距 4～5 m,箱门朝北,箱底离地高约 1.35 m,箱内温度表球部及自记仪器感应部分的离地高度为1.5 m。

我国气象台站使用的百叶箱构造如图 5.20 所示,箱的四壁由双层百叶片组成,叶片向内、向外倾斜各为 45°。箱底由三块木板组成,中间一块稍高,以利通风;箱顶有两层,中间能流通空气,下面一层水平,上面一层稍向后倾斜,以利于雨水流走。整个箱体内外均涂以防水白漆,并经常保持清洁,使其具有良好的反射率。

百叶箱通常只需要一个门,但在某些地区为了防止读数时太阳光线直射进百叶箱,则需要采取一些特殊的结构。如在赤道地区,百叶箱有两个门会更合适些,而在极地地区使得百叶箱能在支架上旋转则更好些。在寒冷地区,为了避免被积雪反射的太阳辐射影响,百叶箱的底部也需要采用双层结构,同时应设计得易于翻倒,以方便清除进入百叶箱中的积雪。

5.4.3.2 防辐射罩

防辐射罩是一种利用自然通风,结构简单的防辐射设备,如图 5.21 所示,适合于安置铂电阻温度表和湿敏电容等体积较小的温湿传感器。大多数自动气象站均使用这种类型的防辐射罩。

防辐射罩常为圆柱形,周围叶片采用金属薄板或塑料板制成,成向外倾斜形。金属板的外侧涂铬,使其具有良好的反射率,内侧涂黑,以便吸收照射到内层的辐射,不致反射到敏感元件上。通常在顶部和底部两块金属板之间还有两块透明的有机玻璃板,可隔绝金属板之间的热对流。温湿传感器通过底部的支架安置其中。由于采用单层叶片,因此当太阳高度角较低时,太阳辐射会直接照射到敏感元件上,引起较大的辐射误差。

目前应用的防辐射罩还存在一些缺点,例如采用的材料易于老化,在室外安置

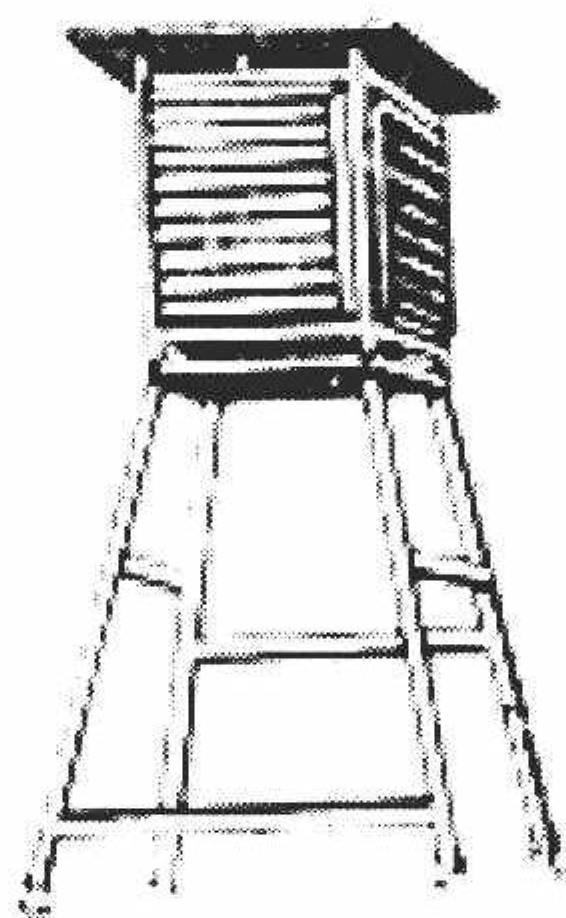


图 5.20　百叶箱

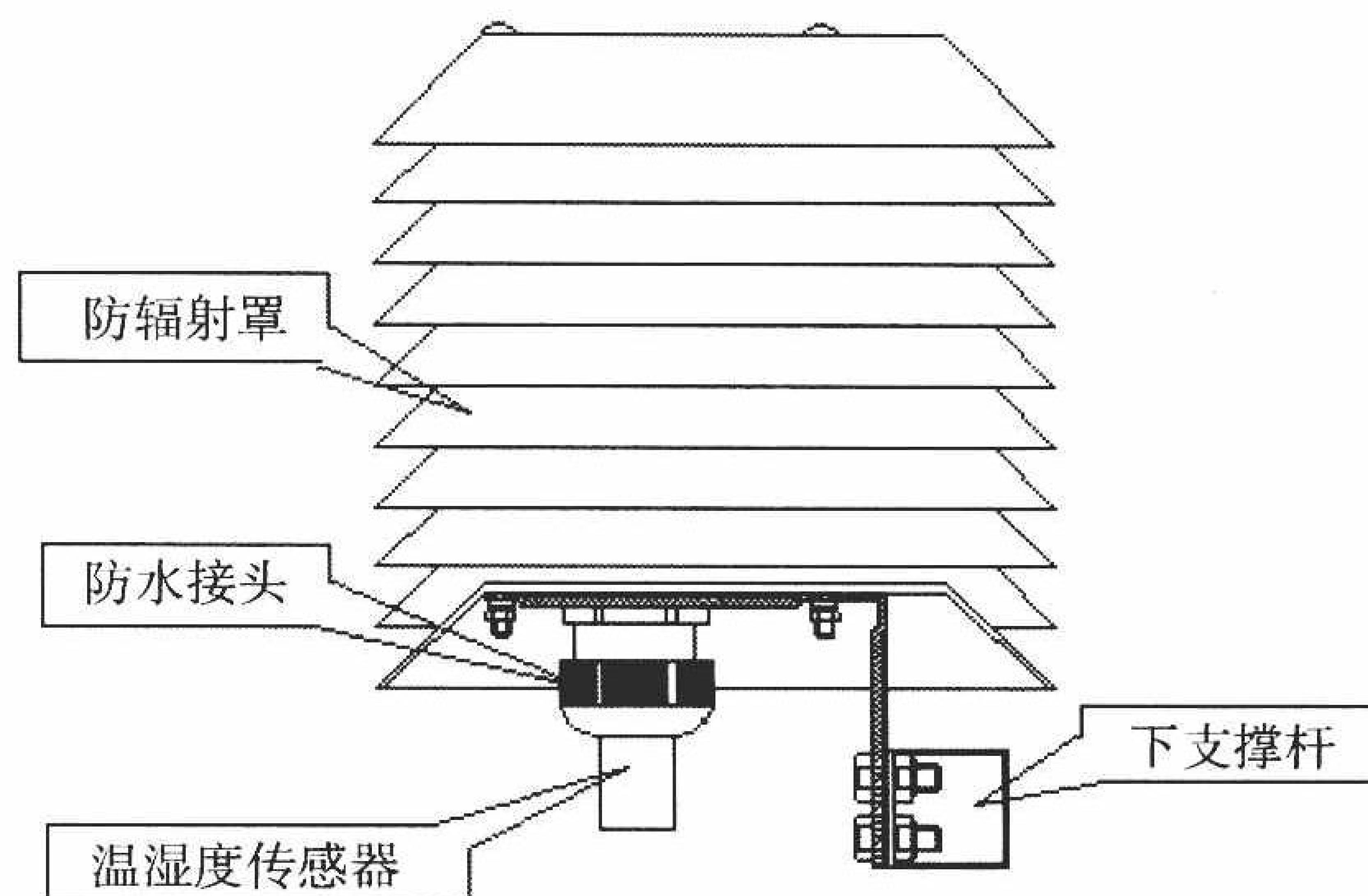


图 5.21　防辐射罩

一定时间后表面的反射率降低；预留的温湿传感器接口不易于将感应部分安置到防辐射罩的中心，而偏向于一侧；支架与防辐射罩的底部之间未采取隔热措施等，因此应对防辐射罩的材料和结构加以规范。

5.4.3.3　人工通风的防辐射设备

阿斯曼通风干湿表采用的是人工通风的防辐射设备。阿斯曼通风干湿表中的两支温度表的球部处于双层防辐射套管的中心，套管外表面电镀上具有良好反射率的铬层。仪器上部是一个通风器，它以发条或微型电动机为动力，通风器扇叶旋转时将空气从温度表球部所处的套管吸入，经叉管和主管流至扇叶，然后排出仪器之外，如图 5.22 所示。

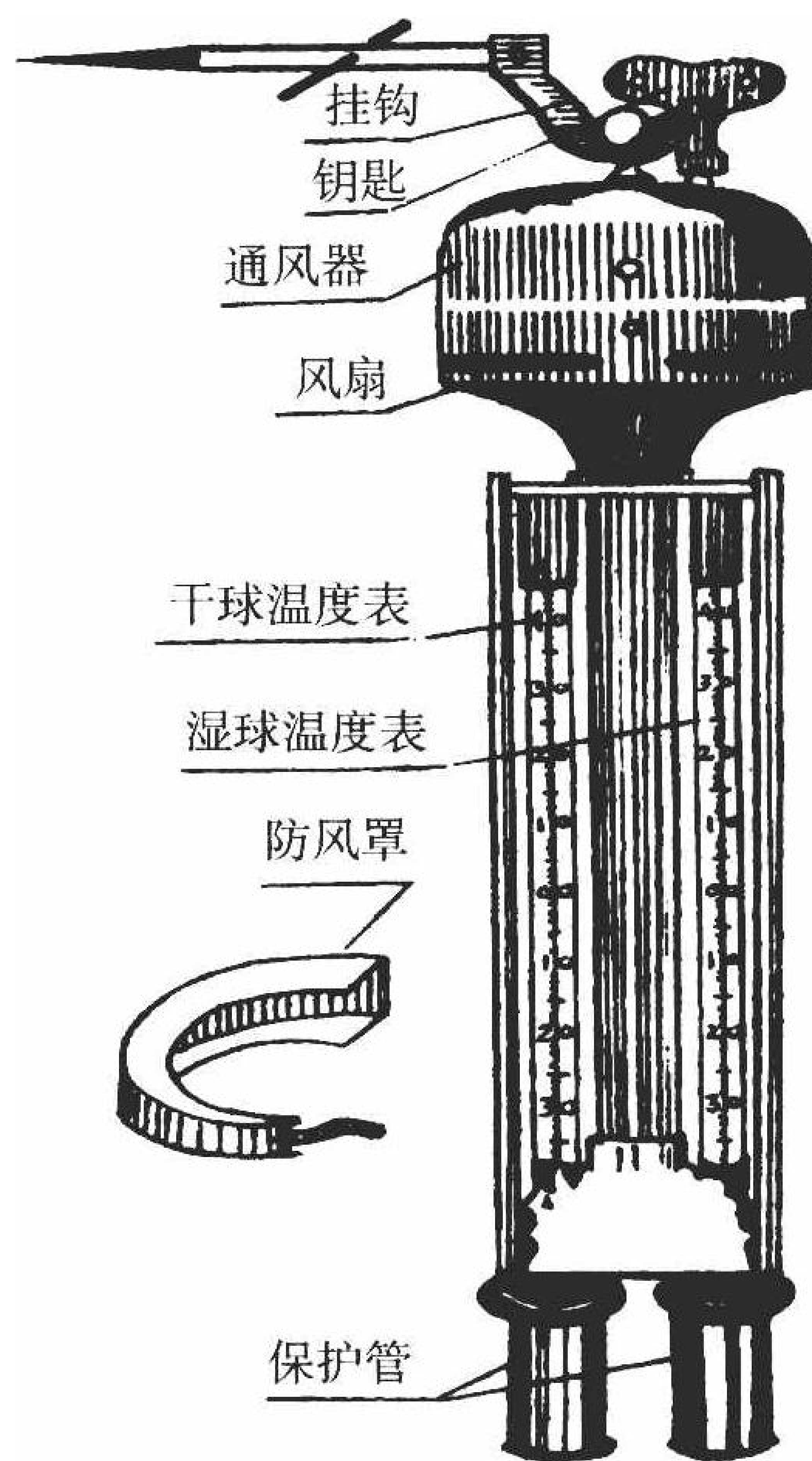


图 5.22　阿斯曼通风干湿表

整个仪器的关键部件是双层防辐射套管。外套管表面保持了高的反射率，外套管与内套管之间、外套管与叉管之间均采取了隔热措施，以避免它们之间的热传导。吸进的空气从内套管两侧流过，并先与温度表球部接触，流经温度表球部的空气速度在 2～3 m/s。

5.4.3.4　防辐射设备对气温测量的影响

防辐射设备的存在将或多或少地影响自然状况，在影响所及的范围内，形成自己的小气候。与自然状况之间的差异随设备的大小、形状以及风速、日射等因子而变化。防辐射设备所引起的对气温测量的影响，主要来源于三个方面：

(1)由于设备外壁对太阳辐射仍然具有一定的吸收作用，特别是在涂料老化后，吸收作用迅速加大，使得设备内的气温分布不均匀，在白天一般要比环境空气的温度偏高。在强日射和静风情况下，尤其明显。根据番古森(Fergusson)的研究，百叶箱内受太阳照射的一壁与不受照射的另一壁之间的温差在良好通风条件下，可达0.3～0.6℃，在弱风下可达1.0℃。

表5.10列举了一种斯蒂芬逊百叶箱(419 mm×445 mm×292 mm)与准确度较高的通风干湿表在美国波士顿进行两年对比观测的结果，从表中可以看出午后14点出现的误差最大。

表5.10　百叶箱内气温与通风干湿表气温示值的差值(℃)

时 间	7:00	14:00	21:00
利用全部资料所得差值	+0.02	+0.20	−0.14
强日射条件下所得差值	+0.08	+0.40	−0.03

根据美国NexSens技术公司提供的资料，其生产的一种41002型防辐射罩，当在1080 W/m^2的辐射照射下时，如果风速为3 m/s，辐射误差为0.4℃；风速为2 m/s时，辐射误差为0.7℃；风速为1 m/s时，辐射误差达到1.5℃。

由此可见，即使采用了防辐射设备，仍然会存在辐射误差。

(2)防辐射设备阻止了其内外空气的交换，使得内部的风速小于环境风速，内部气温的变化落后于外部环境气温。防辐射设备的存在相当于增加了温度表的热滞系数。据布赖恩特(Bryant)测定，斯蒂芬逊百叶箱的热滞系数为$8.2/\sqrt{v}$(min)，在风速约为0.6 m/s时的热滞系数为10 min。

百叶箱对风速的减弱比较显著，表5.11中给出了我国目前使用的百叶箱内通风速度与箱外风速之间的实测结果，从表中可以看出，箱内通风速度只达到箱外风速的1/3。

表5.11　百叶箱内外风速对比结果 (m/s)

箱外风速	0.8	1.26	1.67	2.13	2.26	3.22	4.21
箱内风速	0.38	0.47	0.51	0.66	0.79	1.08	1.43

(3)防辐射设备本身及通风器的搅动破坏了气温的垂直分布，使得所测得的气温并不完全代表某一高度层的气温。

由于不能预先估计每次测量过程中各个影响因素的作用大小，因此不能每次对所进行的气温观测结果引入定量的订正。尽管如此，考虑到不可能设计制造出一种使得内部空气与周围空气处于物理性质完全一致的防辐射设备，目前还是广泛地使用各种防辐射设备作为测温中减少辐射误差的主要方法。防辐射设备性能

的改进，是提高气温观测准确度的一个重要环节。

习　题

(1)什么是温标？绝对温标是怎样确定的？

(2)ITS-90 实用温标是如何组成的？与大气测量有关的基准温度点有哪几个？

(3)气温测量的分辨力和准确度要求？土壤温度测量的分辨率和准确度要求？

(4)根据热平衡方程说明减小气温测量误差的途径。

(5)根据玻璃液体温度表的测温方程说明提高其测温灵敏度的途径。

(6)试述玻璃液体温度表和铂电阻的测温原理并比较它们的特点。

(7)气温测量中，通常存在哪些误差源？实际工作中如何减小这些误差？

(8)铂电阻为什么要采用四线制测量电路？说明测量电路的组成及其工作原理。

(9)热敏电阻有什么特点？为什么常用于无线电探空仪上作为测温元件？

(10)为什么半导体热敏电阻在实际使用时需采取增温订正措施？

(11)测温晶体的输出信号是什么形式？如何测量？

(12)什么是测温仪器的热滞效应？什么是测温仪器的热滞系数 λ？λ 与哪些因素有关？

(13)通常情况下如何确定某种仪器的热滞系数？

(14)如何理解测温仪器的热滞效应使其具有了自动平均能力？

(15)试述气温测量的辐射误差的含义？辐射误差与哪些因素有关？说明减小气温测量辐射误差的有效措施。

(16)说明风速对气温测量的影响。

(17)查阅各种防辐射设备的产品资料，综述防辐射设备的技术现状，给出防辐射设备的技术要求。

第 6 章　空气湿度的测量

水是地球上最丰富的物质之一，仅仅地壳表面就大约有四分之三的面积为海洋所覆盖。水以气态、液态和固态三种形态普遍存在，这似乎是我们所知道的具有这种特性的唯一的一种物质。水和水汽（即水蒸气或蒸汽）与人类的生存和发展有着广泛而深刻的联系。

空气湿度是表示大气中水汽含量多少的物理量。这里指的是水汽含量，是气态的水，而不是液态的水。不含有水汽的空气称为干空气，含有水汽的空气称为湿空气。显然，湿空气由干空气和水汽组成。湿空气中水汽含量的多少，通常用混合比、比湿、绝对湿度、水汽压、相对湿度和露点温度等参量来表示。

本章首先介绍有关湿度参量的概念，然后介绍气象上常用的各种测湿仪器的原理、结构特点和主要误差来源。

6.1　湿度参量及测湿方法

6.1.1　湿度参量

6.1.1.1　混合比 γ

混合比是指湿空气中水汽质量 m_v 与干空气质量 m_d 的比值，用 γ 表示

$$\gamma = \frac{m_v}{m_d} \tag{6.1.1}$$

6.1.1.2　比湿 q

比湿是指湿空气中水汽质量 m_v 与湿空气总质量 $m_v + m_d$ 的比值，用 q 表示

$$q = \frac{m_v}{m_v + m_d} \tag{6.1.2}$$

比湿和混合比均是质量的比值，由于直接测量湿空气中水汽和干空气质量比较困难，因此它们一般无法直接测量，均通过一定的公式从其他湿度参量换算得

到。这两个参量主要应用在理论分析中。

6.1.1.3　绝对湿度

绝对湿度，又称水汽密度或水汽浓度，是指单位容积湿空气中所含的水汽质量，用 ρ_v 表示

$$\rho_v = \frac{m_v}{V} \tag{6.1.3}$$

式中 V 为湿空气的容积。

6.1.1.4　水汽压 e'

水汽压是指湿空气中水汽的分压强，用 e' 表示，过去常用 e 表示。如果湿空气的总压强为 p，混合比为 r，那么湿空气的水汽压为

$$e' = \frac{\gamma}{0.62198 + \gamma} p = x_v p \tag{6.1.4}$$

式中 x_v 为湿空气中水汽的摩尔分数，即水汽的摩尔数与湿空气的摩尔数之比，其定义为

$$x_v = \frac{n_v}{n_v + n_d} \tag{6.1.5}$$

式中 n_v 为水汽的摩尔数，等于水汽质量除以水汽的摩尔质量，$n_v = m_v/M_v$；n_d 为干空气的摩尔数，等于干空气质量除以干空气的摩尔质量，$n_d = m_d/M_d$；代入(6.1.5)式后就得到

$$x_v = \frac{\gamma}{0.62198 + \gamma} \tag{6.1.6}$$

6.1.1.5　相对湿度 U

相对湿度为最常用的湿度参量。温度为 T，气压为 p，水汽压为 e' 的湿空气的相对湿度，定义为水汽压 e' 与该温度、气压下的湿空气中相对于平水面的饱和水汽压 e_w' 之比的百分数，常用 U 表示，为

$$U = \left[\frac{e'}{e_w'}\right]_{p,T} \times 100\% \tag{6.1.7}$$

相对湿度表示湿空气距离饱和的程度，当相对湿度为 100%时，湿空气处于饱和状态。在相对湿度的定义中，应注意以下三点：

(1)e_w'是湿空气的饱和水汽压,而不是纯水相的饱和水汽压。它们在数值上很接近,但概念上要区分开。

(2)e_w'是相对于平水面而言的饱和水汽压,而不是相对于平冰面的饱和水汽压。当温度低于零度时,也是相对于平水面,而不是相对于平冰面。

(3)e_w'是相对于某一气压和温度而言的,如果不指明气压和温度,知道了湿空气的相对湿度,只能知道湿空气距离饱和的程度,而不能确切地知道水汽含量的绝对多少。当气压小于纯水相的饱和水汽压时,这个定义是不成立的。

某一温度、气压下的湿空气饱和是指由干空气、水汽与平水面组成的三相处于中性平衡时的状态。此时的水汽压就称为湿空气相对于平水面的饱和水汽压;如果是与平冰面组成的三相处于中性平衡,就是相对于平冰面的饱和水汽压。湿空气的饱和水汽压与由水和水汽组成的纯水相中的饱和水汽压稍有差别。两者之间的关系为

$$e_w'(p,T) = f(p) \cdot e_w(T) \tag{6.1.8}$$

$$f(p) = 1.0016 + 3.15 \times 10^{-6} p - 0.074 p^{-1} \tag{6.1.9}$$

式中 $e_w'(p,T)$表示湿空气的饱和水汽压,$e_w(T)$表示纯水相的饱和水汽压,$f(p)$为气压的函数,在常压范围内,$f(p)$接近于 1。

在气象测量的温度、气压范围内,湿空气的饱和水汽压与同温度的纯水相的饱和水汽压一般相差在 0.5%以内。平常,就用纯水相的饱和水汽压代替湿空气的饱和水汽压。

纯水相的饱和水汽压的计算有多种近似公式,WMO 在 1966 年推荐了戈夫-格雷奇(Goff-Gratch)公式,如(6.1.10)式、(6.1.11)式所示,其中(6.1.10)式为相对于水面的饱和水汽压,(6.1.11)式为相对于冰面的饱和水汽压。

$$\begin{aligned}\lg e_w =& 10.79574(1 - T_1/T) - 5.02800\lg(T/T_1) + \\ & 1.50475 \times 10^{-4}[1 - 10^{-8.2969(T/T_1-1)}] + \\ & 0.42873 \times 10^{-3}[10^{4.76955(1-T_1/T)} - 1] + 0.78614\end{aligned} \tag{6.1.10}$$

$$\begin{aligned}\lg e_i =& -9.09685\left(\frac{T_1}{T} - 1\right) - 3.56654\lg\left(\frac{T_1}{T}\right) + \\ & 0.87682\left[1 - \frac{T}{T_1}\right] + 0.78614\end{aligned} \tag{6.1.11}$$

式中 $T_1 = 273.16$ K,为水的三相点温度,T 为绝对温度,$T = 273.15 + t$,t 为气温(℃)。

目前我国在地面气象观测中均采用戈夫-格雷奇公式来计算饱和水汽压。需要注意的是饱和水汽压并不是湿度参量，它只是表示空气中能容纳水汽的能力，当一定气压、温度下空气中容纳的水汽所产生的压强超过饱和水汽压时，其中的水汽就要发生凝结形成液态水。

6.1.1.6　露点温度 T_d 和霜点温度 T_i

在某气压 p 下，混合比为 γ 的湿空气，在气压不变的条件下降温至相对于平水面饱和，此时饱和湿空气的温度就定义为该湿空气的露点温度，用 T_d 表示。如果降温至相对于平冰面饱和，则此时饱和湿空气的温度就定义为该空气的霜点温度，用 T_i 表示。

湿空气的露点温度、霜点温度与气温无关，只与湿空气中水汽含量有关，水汽含量愈多，露点温度、霜点温度愈高，越接近于当时的气温。

根据湿空气的饱和水汽压的定义，在知道气压和混合比后，就可以求得露点温度

$$e_w'(p,T_d) = f(p) \cdot e_w(T_d) = \frac{\gamma \cdot p}{0.62198 + \gamma} \tag{6.1.12}$$

在用(6.1.12)式求露点温度时，要用到纯水相的平水面的饱和水汽压公式，例如戈夫-格雷奇纯水平液面的饱和水汽压公式，由于这个公式比较复杂，一般需要采用迭代法来求解。

6.1.2　湿度测量方法

各个湿度参量之间是可以相互换算的，只要测量任意一个参量，就可以求出其他几个参量值。不同湿度参量的测量，就形成了不同的测湿方法。

6.1.2.1　称量法

对于绝对湿度参量，可以采用直接称量出一定体积湿空气中的水汽质量从而计算出水汽密度的方法来进行。这种方法称为称量法。称量法的测量准确度相当高，误差不超过 0.2%，称量法湿度计常作为湿度的计量基准；但测试复杂、操作繁琐，测量时间长，无法应用于日常测量，在本书中不作介绍。

6.1.2.2　热力学法

对于水汽压，可以采用蒸发表面冷却降温的方法来进行测量。这种方法称为热力学法，又称干湿法。最常用的干湿表就是利用这种方法来测量水汽压的，其常温下的测量准确度较高，−10℃以下误差大。制作干、湿球温度表可以是各种测温元件。其测湿原理见第 6.2.2 节。

6.1.2.3 吸湿法

对于相对湿度参量,大多采用吸湿性物质吸收水汽后的机械特性变化或电特性变化来测量,这种方法称为吸湿法。这是发展最迅速的一类测量方法。利用人的头发、牛的肠衣、氯化锂、炭膜、高分子湿敏电容、陶瓷湿敏电阻等均可制作成各种测湿仪器,此类测湿仪器易受污染造成特性漂移。其测湿原理见第 6.3 节。

6.1.2.4 凝结法

对于露点温度,可以采用湿空气等压降温产生凝结的方法进行测量,这就是所谓的凝结法。其测量准确度较高,可作为湿度标准器。目前主要有两种这类测湿仪器,一种称为冷凝镜露点仪,另一种是氯化锂露点仪。其测湿原理见第 6.4 节。

6.1.2.5 光学法

光学法,也称之为电磁辐射法(EMR),是利用水汽对光辐射或电磁波的吸收衰减作用来测定水汽含量,如莱曼—α 湿度计、红外湿度计、微波湿度计等。这是一种遥感方法,其测量原理见第 15,16 章。

6.2 热力学测湿法

热力学测湿法是湿度测量中最常用,也是比较成熟、准确度比较高的一种方法。此法是利用两支结构和性能完全相同的温度表来测量湿度,其中一支球部包扎有湿润的纱布,称之为湿球温度表,另一支就称之为干球温度表。由此组成的湿度测量仪器称为干湿球湿度表,简称干湿表。干湿表中的温度表可以是普通的玻璃液体温度表,也可以是铂电阻温度表,或者是热电偶温度表等。

6.2.1 干湿表种类

百叶箱自然通风干湿表是一种最常见、最简单的干湿表。两支结构和性能完全相同的温度表分别安置在百叶箱内固定的支架上,其中一支球部包有纱布,下端有一水杯,水杯中装有蒸馏水,纱布的下端浸在水杯中,依靠毛细作用,使纱布经常保持湿润。如图 6.1 所示。

百叶箱人工通风干湿表的基本结构与百叶箱自然通风干湿表相同,只是对干球温度表和湿球温度表的球部均采取了强制通风结构,可在湿球附近维持3.5 m/s 的固定通风速度,测量准确度较百叶箱自然通风干湿表高。如图 6.2 所示。

阿斯曼通风干湿表是一种适宜于野外观测的干湿表,采用机械或电动方式通风,通风速度达到 2.5 m/s,还配有防辐射装置,测湿准确度较高。通风装置由通风器和三通管组成。当风扇转动时,空气经保护管的下部吸入,环绕着温度表的球

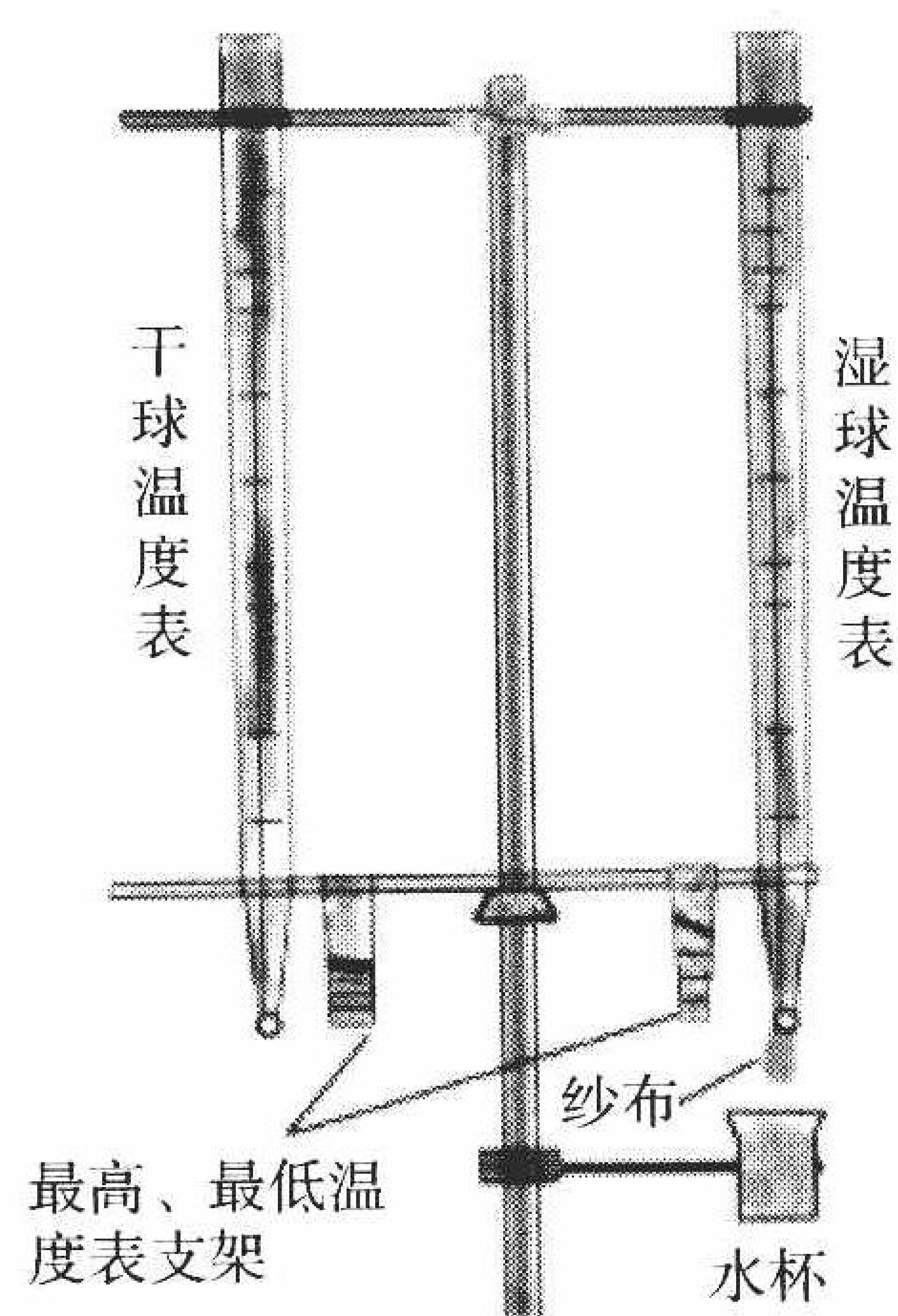


图 6.1　百叶箱自然通风干湿表

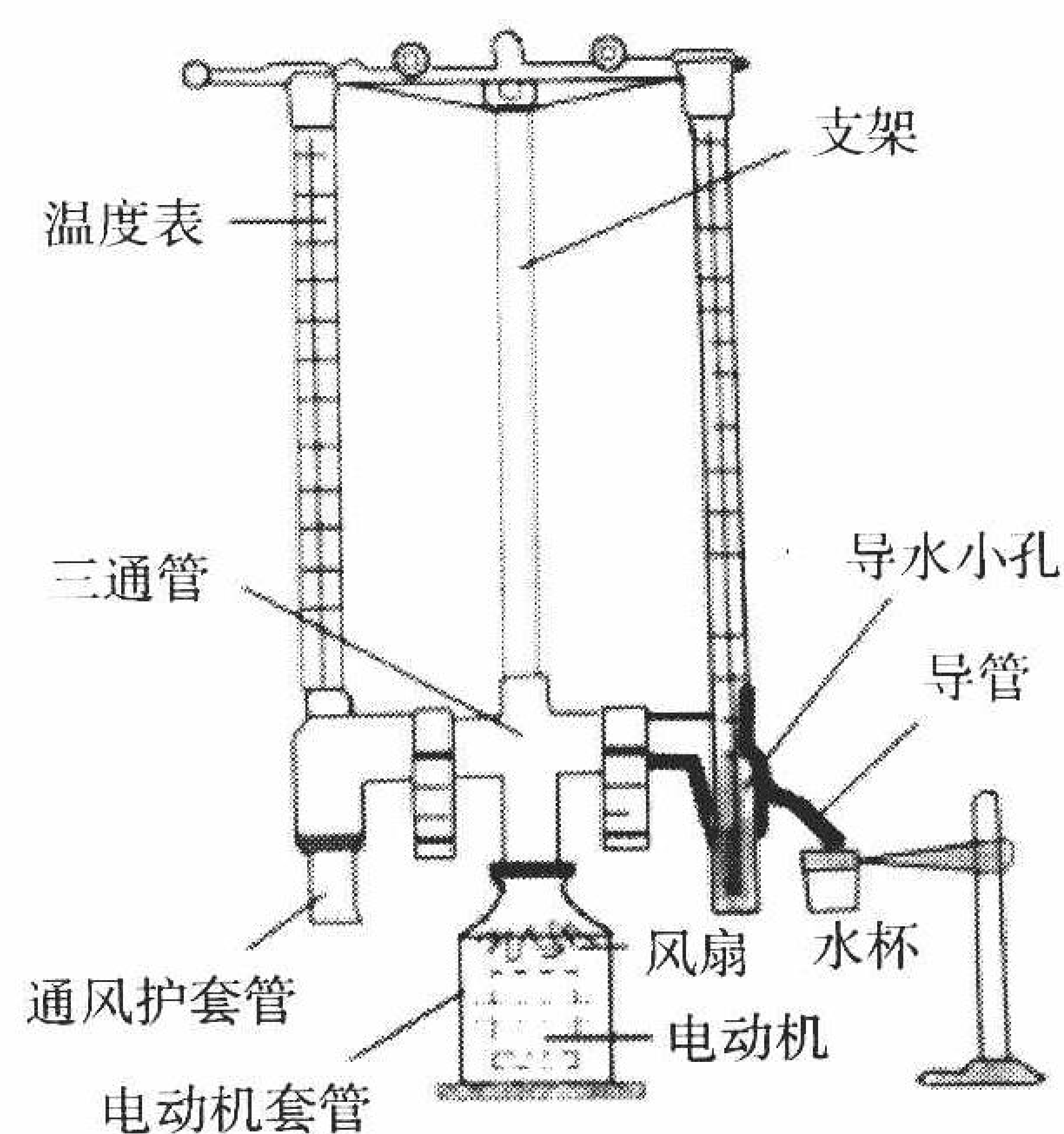


图 6.2　百叶箱人工通风干湿表

部向上流动，经三通管从通风器的风扇窗口排出。如图 6.3、图 6.4 所示。

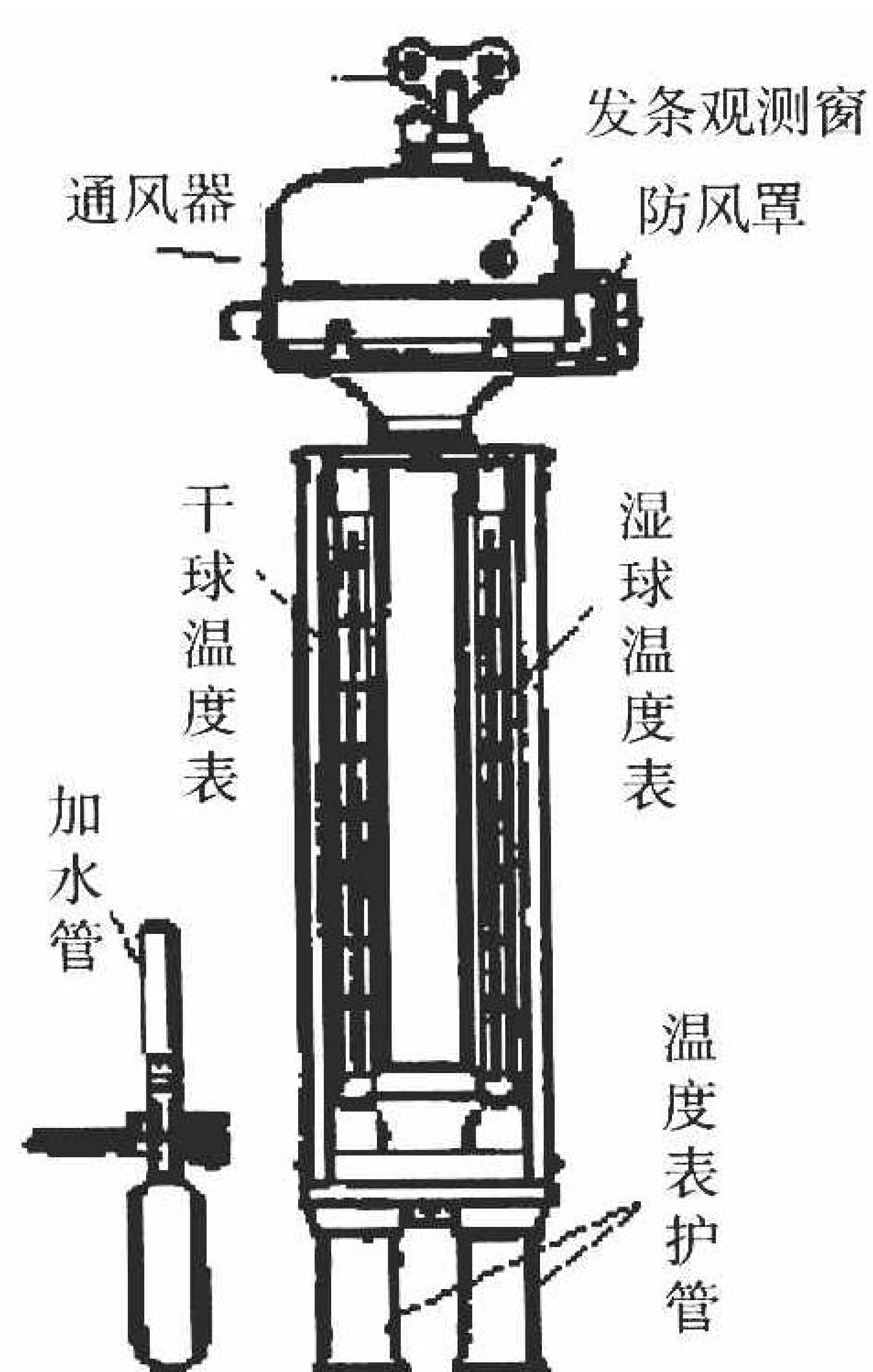


图 6.3　阿斯曼通风干湿表

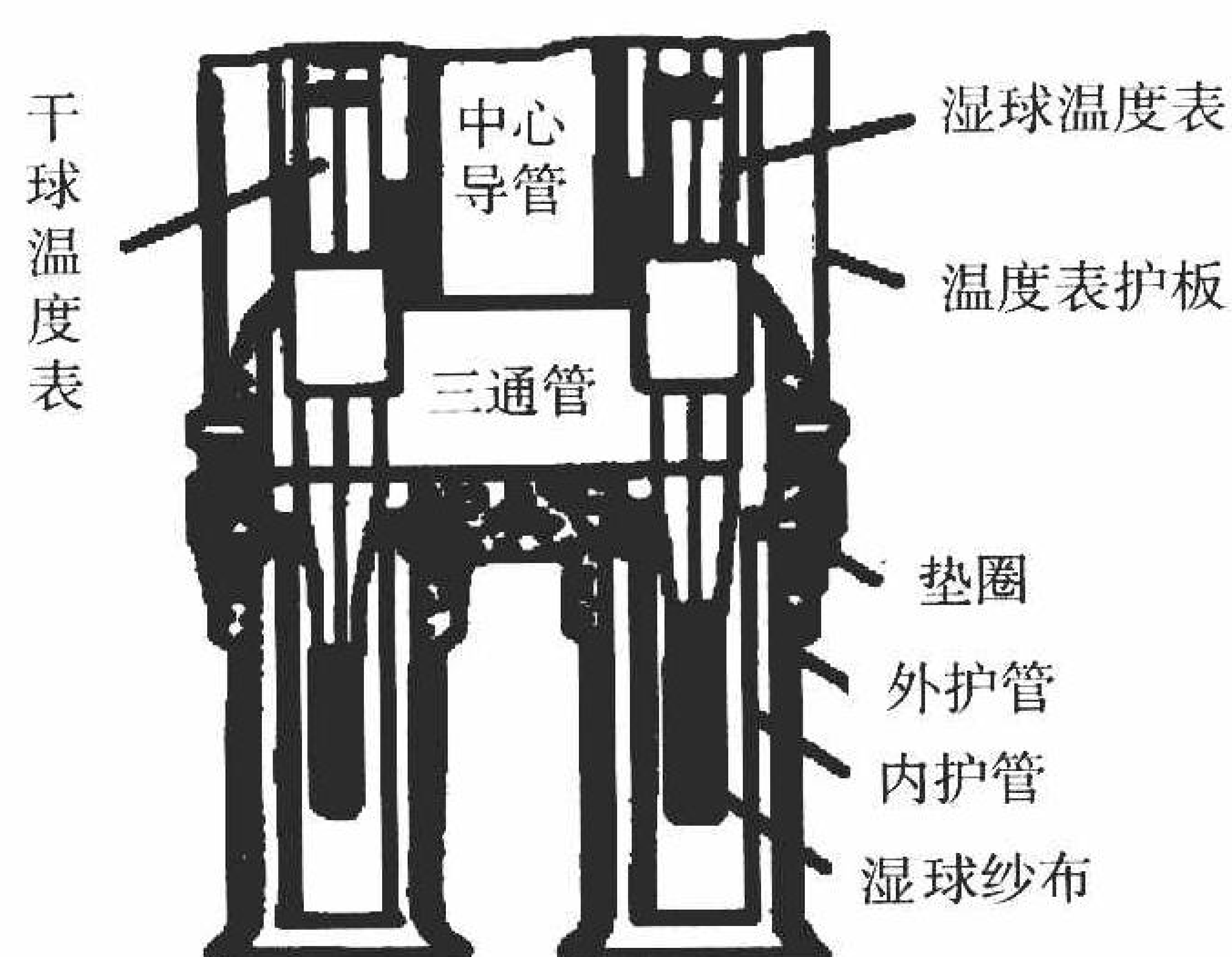


图 6.4　干湿表护筒和通风道

手摇干湿表也是一种适合于野外观测的干湿表，通过人工摇动手把，使其旋转，在球部附近也可维持一定的通风速度，当旋转速度达到每分钟 150 周时，通风速度可达到 2 m/s。如图 6.5 所示。

WMO 推荐的标准通风干湿表采用铂电阻作为温度表，并且采用横向通风结构，将棒状铂电阻横放在通风道中，通风道采用喇叭形入口、短风洞结构，气流对着

感温元件的侧面吹来。相对湿度测量准确度可达到±2%。如图 6.6、图 6.7 所示。



图 6.5　手摇干湿表

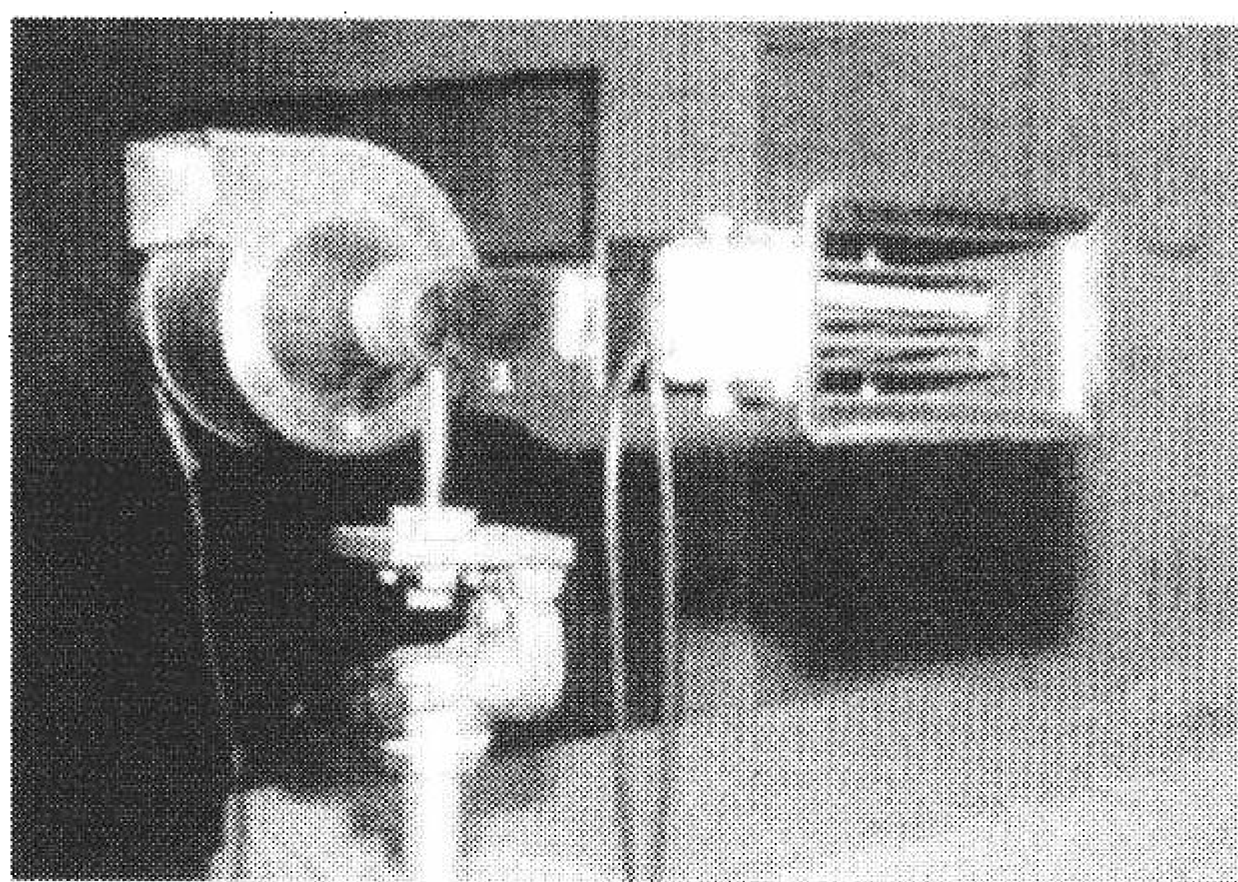


图 6.6　WMO 标准通风干湿表

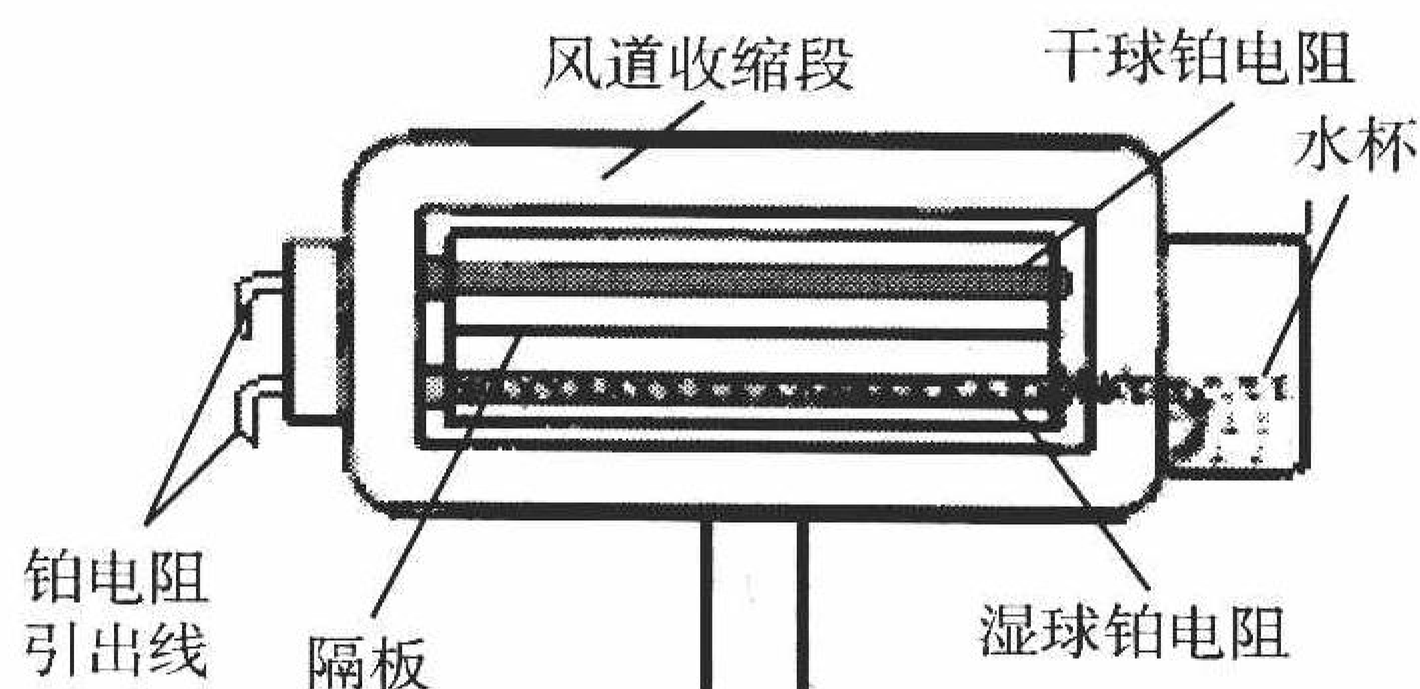


图 6.7　WMO 标准通风干湿表的传感器

6.2.2　干湿表测湿原理

不同类型的干湿表，虽然形式不同，但测湿原理均相同。下面分析干湿表中湿球表面的热量交换过程。如果湿球表面的温度与空气的温度相等，且空气未饱和，显然，湿球表面的水汽密度要比周围空气中的水汽密度大，就有水汽从湿球表面向周围空气扩散，湿球中的液态水会不断蒸发，以保持湿球表面处于饱和状态，但是，蒸发需要热量，从而引起湿球表面降温。湿球表面降温后，一方面减小了湿球表面的饱和水汽压，即减小了湿球表面的水汽密度，使得水汽扩散减慢；另一方面，在周围空气与湿球表面之间产生了温度梯度，造成热量从周围空气向湿球表面传导，来补充蒸发消耗的热量，最后蒸发需要的热量与从周围空气传导的热量达到热平衡，蒸发停止，湿球表面的降温也就停止。湿球表面降温的程度，与周围空气的湿度有关，若空气饱和，湿球表面就不会降温，湿球温度与干球温度相等。

假设湿球表面的饱和水汽压为 $e_w'(t_w)$，实际水汽压为 e'，根据道尔顿蒸发定律，湿球球部单位时间内蒸发的水量 M 与湿球表面附近的水汽压差 $e_w'(t_w)-e'$ 成正比，与当时的气压 p 成反比，与湿球球部表面积 S 成正比，可以表示为

$$M = \frac{CS[e_w'(t_w) - e']}{p} \tag{6.2.1}$$

式中 C 为空气与湿球表面之间的水分交换系数，主要取决于湿球附近的通风速度。湿球因表面蒸发水分所消耗的热量 Q_1 可以用(6.2.2)式计算

$$Q_1 = ML = \frac{LCS[e_w'(t_w) - e']}{p} \tag{6.2.2}$$

式中 L 为蒸发潜热，单位为 J/kg。

根据牛顿热传导公式，从周围空气向湿球球部传递的热量 Q_2 为

$$Q_2 = h_c S(t - t_w) \tag{6.2.3}$$

式中 h_c 为对流热交换系数，S 为热交换面积，即湿球球部表面积，t 为空气温度，即干球温度表所测得的温度，又称为干球温度，t_w 为湿球温度表所测得的温度，称为湿球温度。

由于水分不断蒸发，湿球表面就要不断降温，使 $e_w'(t_w) - e'$ 逐渐减小，$(t - t_w)$ 逐渐增大。最后，当湿球温度不再下降，维持稳定时，表明湿球表面得到的热量 Q_2 与因蒸发而消耗的热量 Q_1 达到平衡，有

$$\frac{LCS[e_w'(t_w) - e']}{p} = h_c S(t - t_w) \tag{6.2.4}$$

进一步整理后，得

$$e' = e_w'(t_w) - Ap(t - t_w) \tag{6.2.5}$$

式中 $A = \frac{h_c}{CL}$，称为干湿表系数，是影响湿度测量准确度的重要因子。

(6.2.5)式就是干湿表的测湿公式。可见，只要测出干球温度 t、湿球温度 t_w 和气压 p 以及干湿表系数 A 值，就可以计算出水汽压。

6.2.3　干湿表系数

从干湿表系数的定义式中，可以看到，干湿表系数与对流热交换系数、水分交换系数和蒸发潜热有关，而这些物理量又都是随着各种情况而变化的。长期研究得出有关干湿表系数的主要结论如下：

(1)A 值与湿球球部附近的气流速度有关。随着气流速度的增加而减小，当风速达到 2 m/s 以上时，A 值逐渐趋向一个稳定的临界值，如图 6.8 所示。

(2)A 值与湿球球部的直径和形状有关。球部直径越小，A 值越小；球部形状不同，蒸发的表面积就不一样。WMO 推荐的标准通风干湿表，采用表面积较小的

铂电阻温度表，就是因为其易于取得热平衡。

(3)A 值与湿球表面是否结冰有关。湿球表面结冰，A 值减小，此时的蒸发潜热变成了升华潜热。因此，在观测过程中一定要注意湿球表面是否结冰。

(4)A 值与气压、气温以及湿度大小有着很弱且复杂的关系；还与湿球球部纱布的包扎和清洁等情况有关。

总之，干湿表系数是否准确是干湿表测湿中的关键问题。长期以来，人们开展了大量的理论和实验研究。为了得到比较稳定的干湿表系数，对干湿表的结构进行了多次改进，WMO 推荐的通风干湿表，由于通风速度稳定，干湿表系数几乎保持不变。

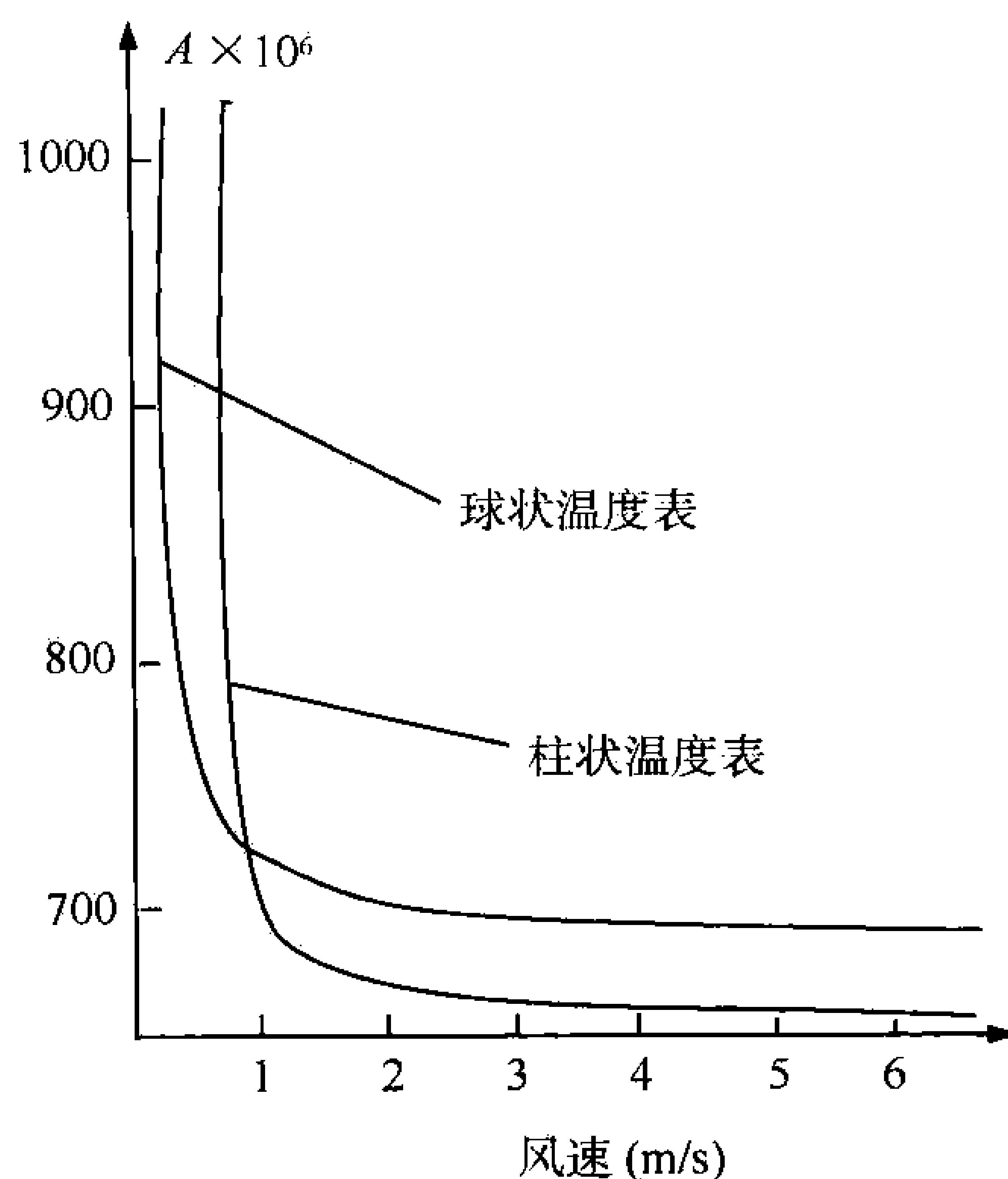


图 6.8　干湿表 A 值与通风速度的关系

6.2.4　干湿表测湿误差

6.2.4.1　测湿误差特点

由相对湿度计算公式和干湿表测湿公式，可以得到干湿表计算相对湿度的公式

$$U=\frac{e'}{e_w'(p,t)}\times 100\%$$

$$=\frac{1}{e_w'(p,t)}[e_w'(p,t_w)-A\times p\times(t-t_w)]\times 100\% \tag{6.2.6}$$

根据误差传递公式，相对湿度测量误差 ΔU 为

$$\Delta U=\left[\frac{e_w'(t_w)}{e_w'(t)}\cdot\frac{B}{T_w^2}\cdot\Delta t_w-\frac{e'}{e_w'(t)}\cdot\frac{B}{T_w^2}\cdot\Delta t-\frac{Ap}{e_w'(t)}\cdot\Delta(t-t_w)-\right.$$

$$\left.\frac{A(t-t_w)}{e_w'(t)}\cdot\Delta p-\frac{p(t-t_w)}{e_w'(t)}\cdot\Delta A\right]\times 100\% \tag{6.2.7}$$

式中 Δt、Δt_w、$\Delta(t-t_w)$、Δp、ΔA 分别表示干球温度、湿球温度、干湿球温度差、气压和干湿表系数的误差大小。右边第一项至第五项分别为这些误差因素引起的相应测湿误差。假设温度的测量准确度为 0.1℃，即分别取 $\Delta t=\Delta t_w=0.1$℃，$\Delta(t-$

t_w)＝0.2℃，气压测量误差 Δp 为 1 hPa，取 $p=1000$ hPa，A 值为 7.947×10^{-4} ℃$^{-1}$，则干球温度、湿球温度、干湿球温度差、气压和干湿表系数的误差各自引起的相对湿度误差大小的计算结果如表 6.1 所示。从表中可以看出：

(1)干湿球温度差与干湿表系数的误差是影响相对湿度的主要因子；

(2)干湿表测温误差引起的测湿误差，随着气温的降低而增大，气温越低，引起的相对湿度误差越大。

表 6.1　不同情况下的相对湿度误差

变量		Δt	Δt_w	$\Delta(t-t_w)$	Δp	$\Delta A/A$	
U	t					1.5%	15%
75%	20	0.5	0.5	0.6	0	0.1	1.5
	0	0.7	0.6	2.2	0	0.2	2.4
	−10	0.9	0.7	5.1	0	0.2	2.9
25%	20	0.4	0.2	0.6	0	0.5	4.6
	0	0.6	0.2	2.2	0.1	0.7	7.4
	−10	0.8	0.2	5.1	0.1	0.9	10.0

在−10℃时，干湿球温度差引起的测湿误差达到 5.1%，较 20℃时测湿误差大得多。因此，在地面气象观测规范中，规定当气温低于−10℃时，停止使用干湿表测湿；干湿表读数要分辨到 0.1℃，以保证足够的准确度。

为什么在低温情况下，同样的干湿球温度测量误差会较高温下引起较大的相对湿度测量误差呢？图 6.9 表示了不同温度下，同样的相对湿度的变化所对应的干湿球温度差值的变化量。例如，气温为 0℃，相对湿度从 20%变化到 100%，相应的干湿球温度差的变化量为 3℃，而在−10℃时，干湿球温度差的变化量已不到 2℃；到−40℃时就已小到 0.25℃了。因此，在低温下，同样的干湿球温度差会引起相对湿度较大的变化。

(3)干湿表系数相对误差在±1.5%内时，所引起的测湿误差较小，但如果超过±15%，则引起的测湿误差就较大。A 值误差主要是由于通风速度的不稳定引起的。人工通风干湿表的通风速度比较稳定，干湿表系数相对误差 $\Delta A/A$ 一般小于±1.5%，测湿误差可控制在 1%以内。在自然通风情况下，干湿表系数相对误差 $\Delta A/A$ 平均为 15%，微风时可达 50%，使得相对湿度测量误差大于 5%。

表 6.2 表示了百叶箱内通风速度与相对湿度误差之间的关系，这个误差是与通风速度为 0.8 m/s 的情况进行比较的。可见，风速偏低时产生的正误差值要比风速较高时的负误差值大，且在低温低湿时更明显。

我国气象台站以前计算湿度时是根据苏联的经验，按照百叶箱内平均风速固定为 0.8m/s 的假定取干湿表系数的。但实际上箱内风速并不是固定的，而是随着箱外风速的变化而变化，使用固定的 A 值必然引起误差。进一步的研究表明，

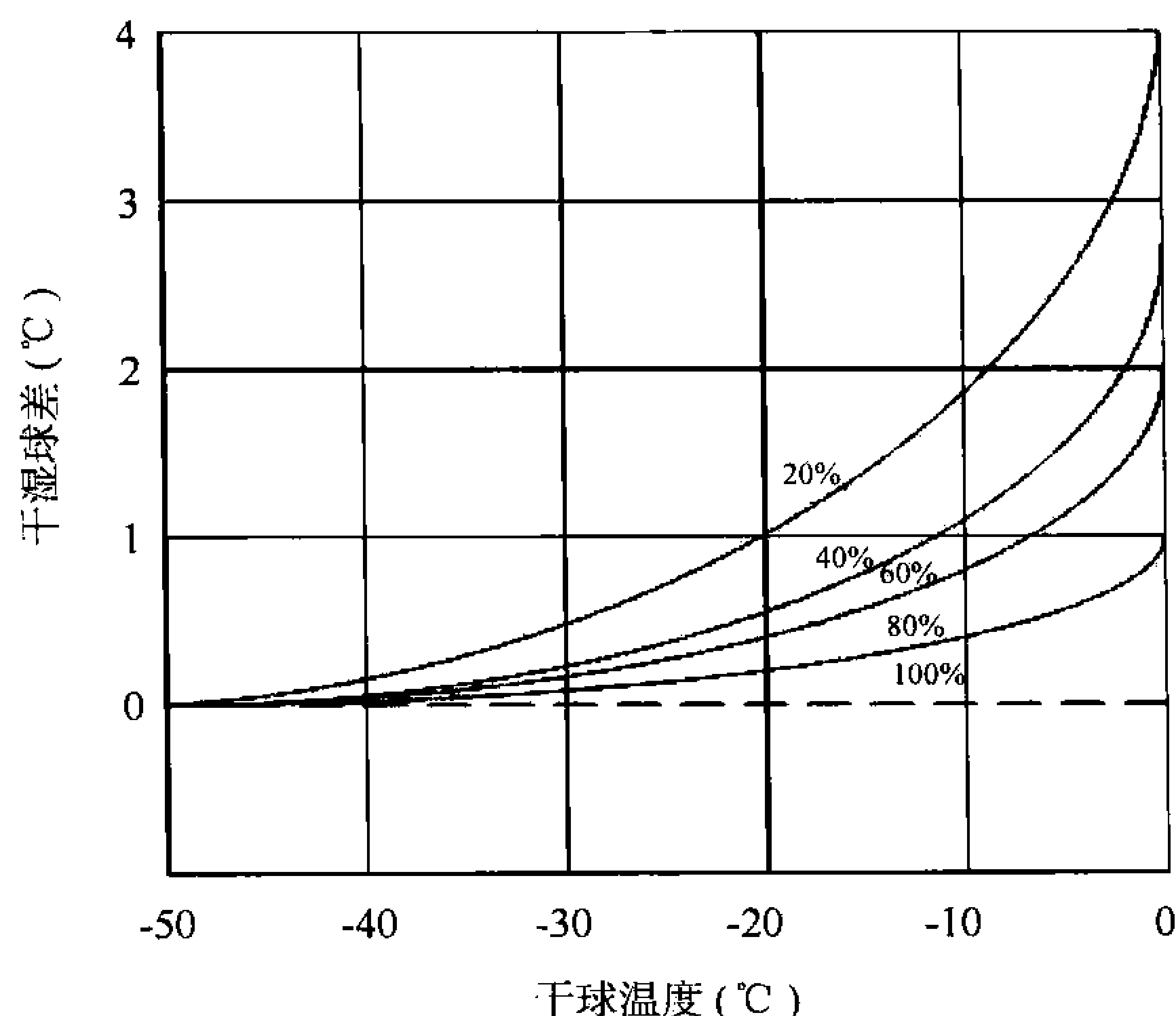


图 6.9　低温下对应相对湿度的同一变化范围湿球温度下降幅度

按照我国的实际风场情况，箱内的平均风速只有 0.4 m/s，后来就以此作为百叶箱自然通风干湿表湿球球部平均风速来计算相对湿度。

表 6.2　百叶箱通风速度改变引起相对湿度计算误差

百叶箱通风速度(m/s)		1.2	1.0	0.8	0.6	0.4	0.2
干湿表系数 $A(\times10^{-4})$		7.65	7.80	7.95	8.63	9.50	11.7
相对湿度(%)	温度(℃)	相对湿度误差(%)					
70	0	−1	0	0	2	4	10
	20	0	0	0	1	2	5
50	0	−1	0	0	4	8	16
	20	0	0	0	2	4	9
30	0	−2	0	0	6	12	24
	20	−1	0	0	3	6	12

表 6.3 给出了不同类型的干湿表的干湿表系数，从中可以看到干湿表系数与通风速度、球部形状和大小之间的关系。

表 6.3　不同类型干湿表的 A 值

干湿表类型	通风方式	通风速度(m/s)	$A\times10^{-3}$(℃$^{-1}$)	
			湿球未结冰	湿球结冰
HM5 型百叶箱通风干湿表	电动式	3.5	0.667	0.588
通风干湿表	电动或机械式	2.5	0.662	0.584
百叶箱干湿表	自然通风	0.8	0.7947	0.7947
百叶箱干湿表	自然通风	0.4	0.815(柱状表) 0.857(球状表)	0.719(柱状表) 0.756(球状表)

6.2.4.2　人为测湿误差

(1)湿球纱布包扎不当

实际工作中，湿球纱布包扎不当常常造成纱布多层覆盖或者湿球球部裸露。纱布多层覆盖不但使温度表的时间常数增加，而且因浸水过多，影响水分蒸发，使湿球温度偏高，湿度测量值偏大。湿球球部裸露或者纱布与球部不能紧贴，就不能使水汽蒸发消耗的全部热量来自温度表球部，也会造成湿球温度偏高，湿度测量值偏大。因此，纱布的正确包扎关系到湿球水分的正常蒸发，必须使用气象专用脱脂纱布和蒸馏水；纱布必须全部覆盖并紧贴温度表的感温部分，不得有气泡存在。

(2)湿球表面污染

污染可能来自于使用不纯净的水，也可能来自于包扎纱布过程中沾染的赃物和油脂，还有可能由于长期使用，沾染了空气中的杂质等等。如果污染物是某种可溶于水的物质，那么湿球表面的水汽压就不是与水表面平衡的水汽压，而是与溶有污染物的溶液表面平衡的水汽压，这样也会造成湿球温度偏高，湿度测量值偏大。如果在纱布上沾有油污，油在水表面形成一层膜，直接阻止水分的蒸发，造成湿度测量值大大偏高。因此，实际操作时应注意洗手和清洗剪刀、镊子等工具上的油脂和赃物。

(3)湿球加水不当

给湿球加水，如果操作不当也会产生误差。湿球加水的操作方法往往被人们所轻视，但由此造成的误差有时却很大。如果在加水时，使得通风干湿表的内护管上挂有水珠，会在内护管内形成“小气候”，改变了湿球周围的水汽场分布，使得干湿表的测量值并不是实际的湿度值。另外，如果加水时在护管口上形成水膜，会直接封闭通风道，造成空气交换不畅，对测量造成重要影响。

加水方法，尤其是自动加水装置的设计，是改进干湿表测湿准确度的一个重要方面。

(4)融冰时机选择不当

当气温低于 0℃后，湿球表面出现结冰。为了准确测量湿度，要对湿球表面的结冰进行融化，并使得只在湿球表面结成一薄层冰衣。如果融冰时机掌握不好，使得湿球表面还没有与周围空气取得热平衡就进行读数，会引起较大的湿球温度测量误差，因此一定要根据规范的操作要求，重视融冰的时机和方法。

(5)观测时机不当

图 6.10 表示了通风干湿表从加水、通风一直到水被全部蒸发，干球温度和湿球温度的变化过程。从中可以看出，只有一段时间湿球温度是相对稳定的，也只有在这段时间进行读数，其测量结果才是正确的。通常，对于阿斯曼通风干湿表，一般应在湿球加水并通风后 3～4 min 读数。

但是，达到湿球温度稳定所需要的时间与测量时的温度和相对湿度有很大关系，对于临时加水的通风干湿表，湿度低时，水分蒸发快，湿球温度达到稳定的时间短；湿度大时，达到稳定时间长。

从上述分析可以看到，引起干湿表测量误差的各种人为因素几乎都会造成湿球温度偏高，相对湿度测量值偏大。因此，在用干湿表测量湿度时，如发现湿度测量结果明显偏高，应首先检查操作方法是否正确，分析情况，查明原因。

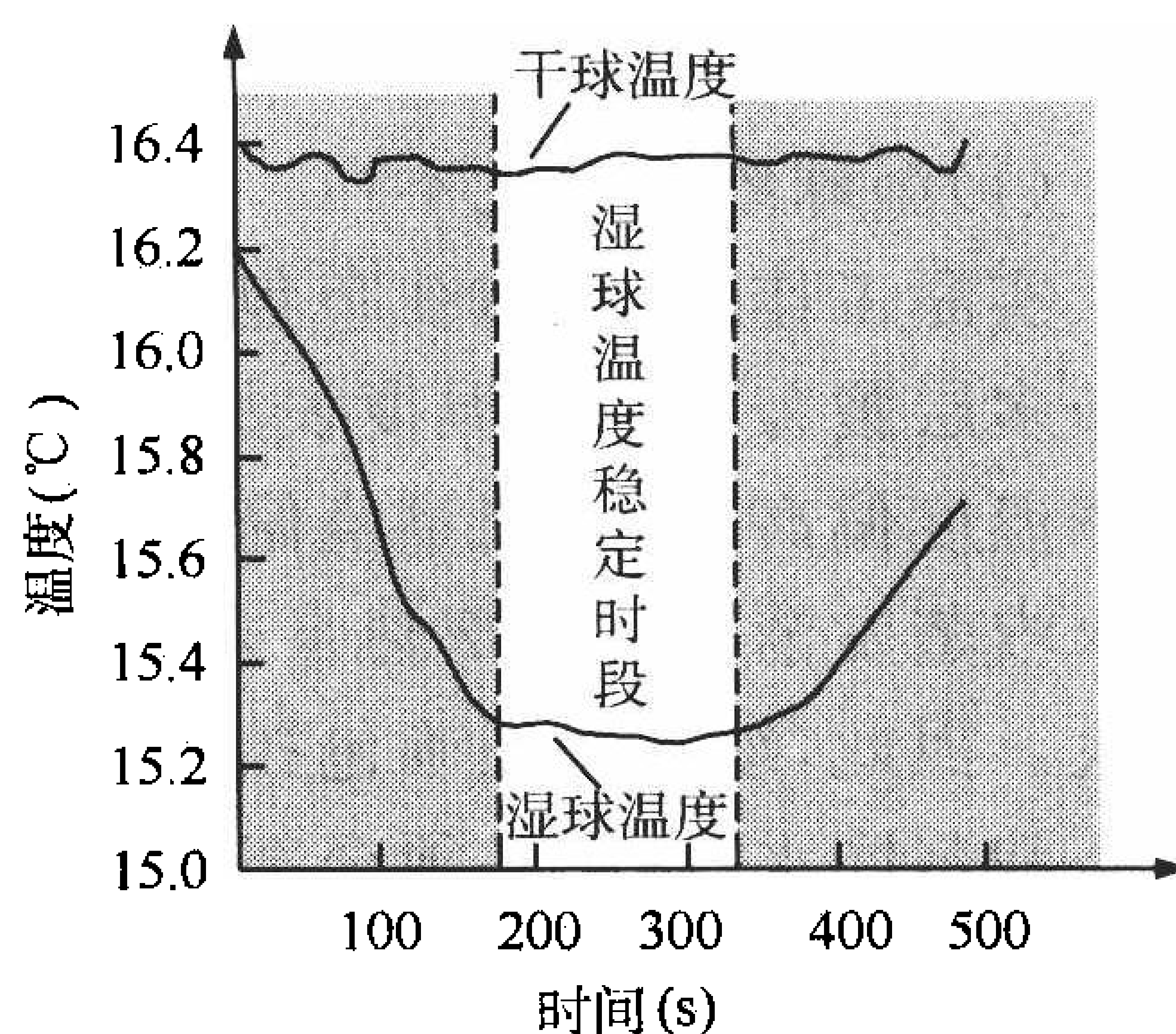


图 6.10 干球、湿球温度的典型变化

6.3 吸湿测湿法

6.3.1 毛发湿度表

6.3.1.1 结构

早在 1783 年，瑞士人德索修尔(H. B. de-Saussure)就发现人体的头发长度会随着空气中水汽含量的多少而变化，当湿度增大时，毛发会伸长；当湿度减小时，毛发会缩短。于是就制成了第一套毛发湿度表，这也是第一套测量湿度的仪器。现在的毛发湿度表，经过多次改进，一度成为测量湿度的常用仪器。

毛发湿度表的结构如图 6.11 所示。一根长约 22 cm 的脱脂人发作为感应元件，毛发在重锤的作用下，始终处于拉紧状态。当空气湿度增大时，毛发因吸湿而伸长，固定在曲柄上的球状重锤便下移，带动指针轴和指针顺时针偏转，相对湿度示值增大；当空气湿度减小时，吸附在毛发上的水蒸发，毛发缩短，指针反时针偏转，相对湿度示值减小。

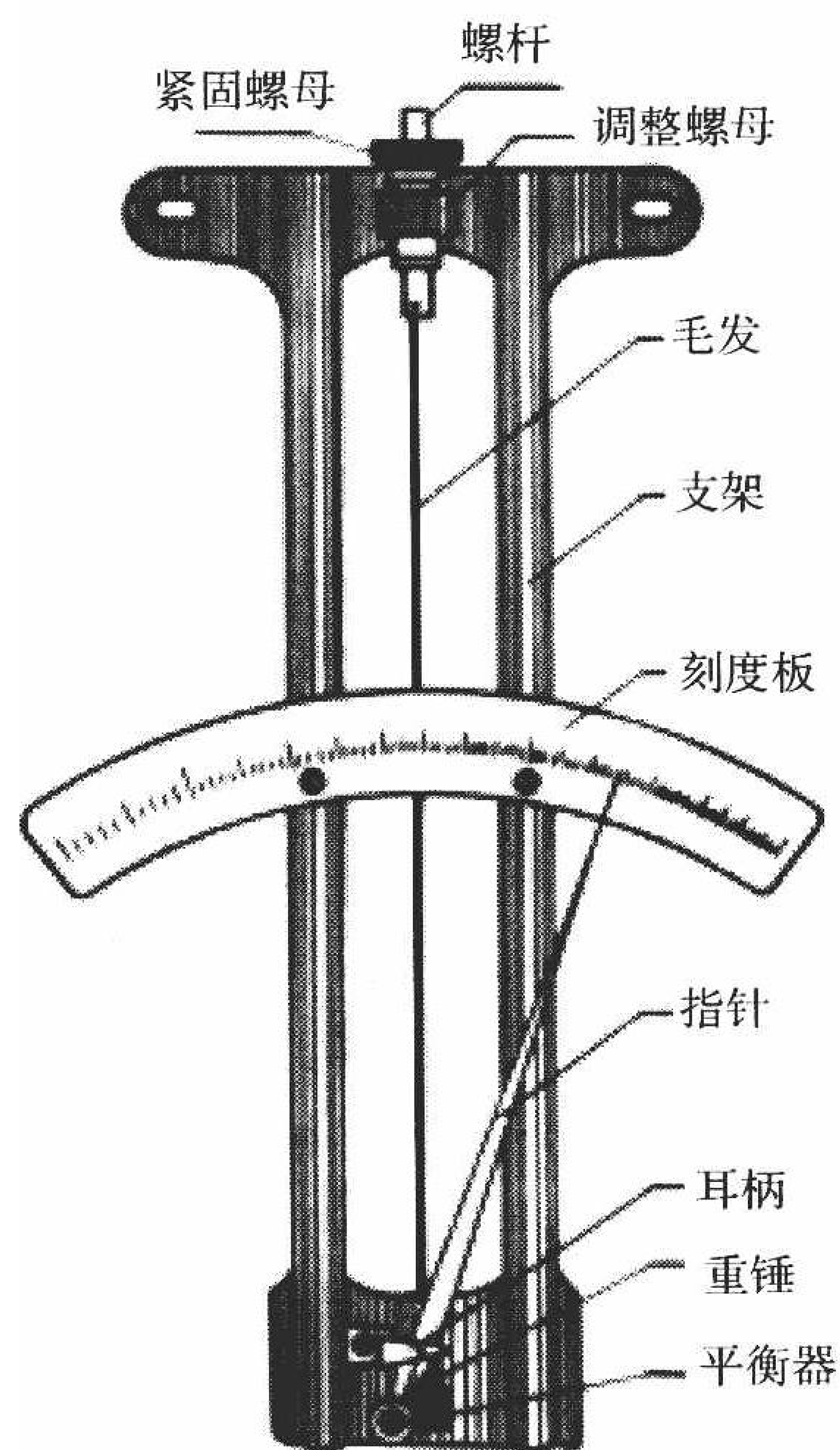


图 6.11 毛发湿度表的结构

6.3.1.2 测湿原理

利用毛发制成湿度表，关键是要确定毛发的伸长长度与相对湿度之间的关系。毛发的伸长主要有以下几个特点：

当相对湿度从0%增加到100%时，毛发的总伸长量为原有长度的2.5%。毛发的长度随相对湿度增加而增大。

毛发的相对伸长量随着相对湿度的增加而减小，也就是说毛发的长度与相对湿度之间为非线性关系。例如当相对湿度从30%变到40%时，毛发的相对伸长量改变了10.9%，而当从80%变到90%时，只改变了4.9%。

盖吕萨克曾建立了毛发相对伸长量与相对湿度之间的关系，称为盖吕萨克定律(Gay-Lussac Law)

$$\lg U' = 1.086\frac{\Delta L}{\Delta L_0} + 0.918 \tag{6.3.1}$$

式中U'为相对湿度；ΔL_0为相对湿度从0%变化到100%时的毛发总伸长量；ΔL为某一相对湿度下的毛发伸长量。$\Delta L/\Delta L_0$称为毛发的相对伸长量。

根据毛发伸长量由(6.3.1)式计算得出的相对湿度值U'与实际相对湿度U之间的关系，列在表6.4中。从表中可见，盖吕萨克定律在相对湿度30%以上时比较符合实际，毛发的相对伸长量与相对湿度之间近似为对数关系。

表6.4 毛发相对伸长量与相对湿度的关系(%)

U	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
$\frac{\Delta L}{\Delta L_0}$	0	20.9	38.8	52.8	63.7	72.2	79.2	85.2	90.5	95.4	1.0
U'		14.0	21.8	31.0	40.7	50.3	60.0	69.7	79.6	90.0	100.9
$U'-U$		4.0	1.8	1.0	0.7	0.3	0.0	−0.3	−0.4	0.0	0.9

毛发长度随相对湿度的变化，在增湿过程和减湿过程中是不同的。相对湿度在35%以上时，增湿过程的毛发伸长量比减湿过程的收缩量大；35%以下时，减湿过程的毛发收缩量比增湿过程的毛发伸长量大。

毛发的长度还随温度的变化而伸长和缩短，在+1.5℃时最长。如图6.12所示。

从上述毛发伸缩的特点可以看到，毛发的长度与相对湿度之间的关系是复杂的，普通毛发很难用于制作性能较好的湿度表。

进一步的研究发现普通毛发上面的油脂对感湿性能影响很大，因此需进行脱脂处理，一般采用酒精脱脂，也可以采用高温处理的方法。另外，普通毛发的感湿滞后性很大，进行滚压处理后可以使毛发的截面变成椭圆形，增加感湿的表面积，减小滞后系数；同时发现对毛发进行碾压后，还可以改善毛发长度与相对湿度之间

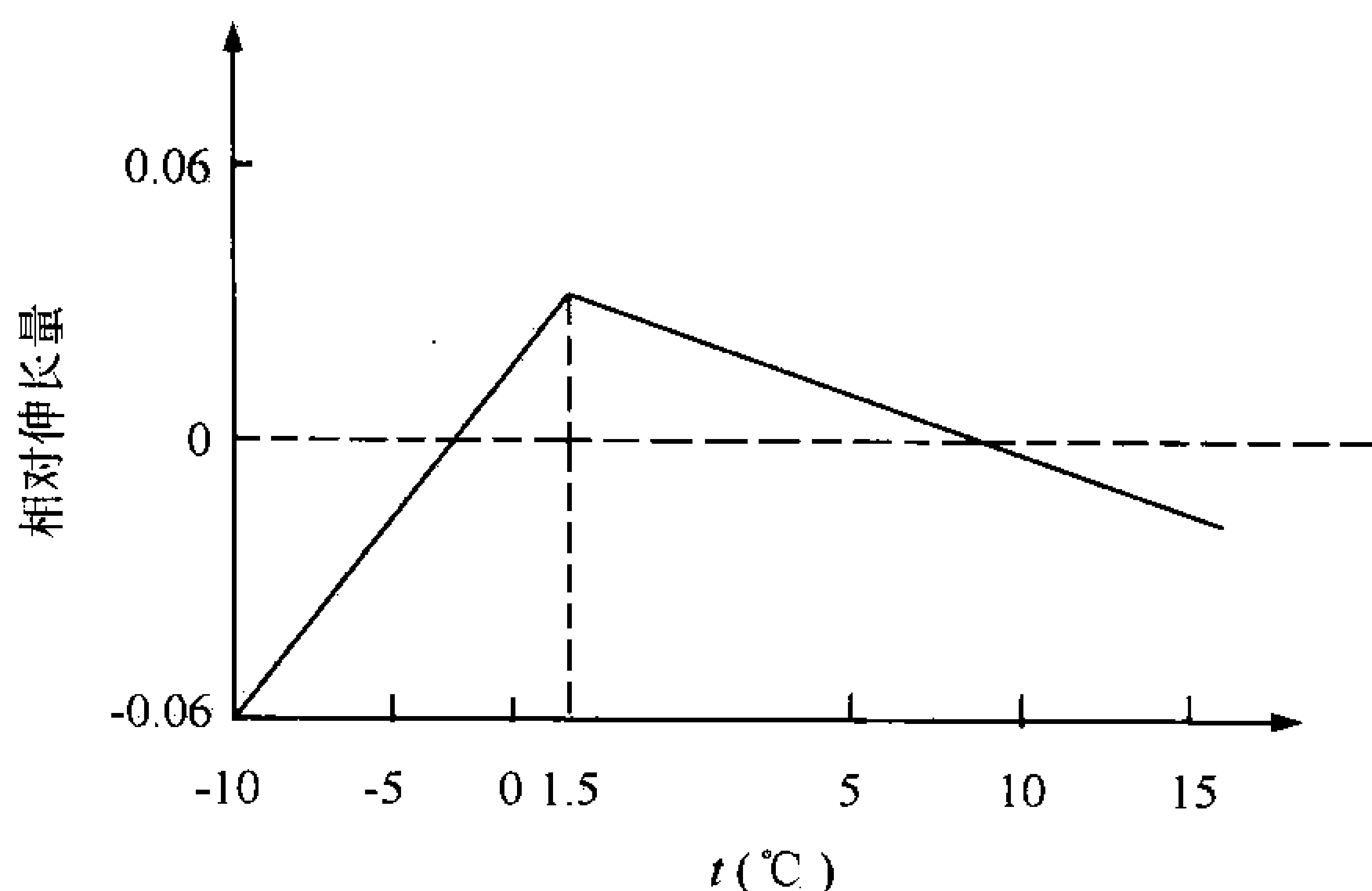


图 6.12　毛发的温度特性

的线性关系。因此，制作毛发湿度表的毛发均作脱脂和滚压处理。

关于毛发感湿的物理机制，曾提出过两种假说——一种是微孔假说，一种是蛋白质假说，它们都不能完全解释毛发的所有感湿特性，这里不作介绍。

6.3.1.3　主要误差来源

利用毛发测量湿度，引起误差的原因较多，主要来源于以下三方面：

(1)毛发感湿的滞后性

实验指出，毛发表的示度常常落后于湿度的实际变化。当相对湿度从 u_0 变化到 u 时，毛发湿度表的示度随时间的变化率可以用公式(6.3.2)表示，这个关系式与温度表的感温特性一样，皆属一阶响应特性。

$$\frac{\mathrm{d}u}{\mathrm{d}t}=\frac{1}{\lambda_h}(u-u_0) \tag{6.3.2}$$

式中 λ_h 为毛发的滞后系数。

毛发的滞后系数并不是常数，随温度、相对湿度和风速而变化。表 6.5 表示了不同温度下的滞后系数与 15℃时的滞后系数的比值。可以看出，气温愈低，毛发的滞后系数愈大，－20℃时的滞后系数要比 15℃时滞后系数大 13 倍以上；而到－40℃以下，毛发几乎失去了感湿能力。毛发湿度表一般用于－10～－20℃之间进行湿度测量。

表 6.5　毛发的滞后系数 λ_R 与温度的关系

t(℃)	30	15	0	−10	−20	−30	−40	−50	−60
$\lambda_{Rt}/\lambda_{h15℃}$	0.4	1.0	2.8	5.0	13.2	45	135	400	1500

表 6.6 表示了不同湿度下的滞后系数与相对湿度为 100%时滞后系数的比值。可见,毛发的滞后系数随相对湿度减小而增大。相对湿度在 30%时,毛发的滞后系数已经是 100%时的 11.5 倍了。这说明低湿时毛发的感湿特性很差。

表 6.6　毛发滞后系数与湿度的关系

$U(\%)$	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
$\lambda_{R_\mu}/\lambda_{h100\%}$	57.0	22.0	11.5	7.3	5.0	3.7	2.8	2.0	1.4	1.0

毛发的滞后系数还与风速有关,风速愈大,滞后系数就愈小。这种现象在高湿时表现得很明显。

(2)温度效应

温度效应对测湿的影响来源于两方面,一是毛发的长度及滞后系数均会随温度变化,二是毛发通常被安装在金属框架上,金属框架的热胀系数与毛发不一样。

(3)低湿瘫痪

当毛发湿度表在相对湿度低于 30%的环境中放置过久,湿度再回升时,毛发的滞后系数增大,感湿速度显著下降,这种现象称之为毛发的低湿瘫痪现象。如果毛发湿度表长期在低湿环境中使用,感湿速度会显著下降,而产生较大的误差。此时,可将毛发湿度表放在饱和空气中,其感湿特性会逐渐复原。

WMO 建议,性能良好的毛发湿度表应能在气温 0～30℃,相对湿度为 20%～80%时,在 3 min 内指示出相对湿度阶跃变化的 90%,并仅有 3%的不确定度。

除了毛发具有感湿性能外,还有许多物质均具有感湿性,其电特性会随着外界环境相对湿度的变化而变化,利用这一性质可以制成各种湿度测量仪器。目前已研制成功一些高分子聚合物湿度传感器,主要有两种类型,一种是高分子湿敏电容,另一种是高分子湿敏电阻。

6.3.2　高分子湿敏电容

芬兰 Vaisala 公司生产的 HUMICAP 湿度传感器,如图 6.13 所示,即是一种利用高分子聚合物制成的薄膜湿敏电容。

6.3.2.1　结构

HUMICAP 传感器的结构如图 6.14 所示。在一个坚固的玻璃衬片 a 上,制作有上下电极 d 和 b 以及薄高分子聚合物膜 c,聚合物层约 1 μm 厚。上电极是用真空蒸镀法制成,能良好渗透水汽;下电极用腐蚀法制成,电极材料是贵金属和碳,e 为引线。可见,其结构非常精巧。

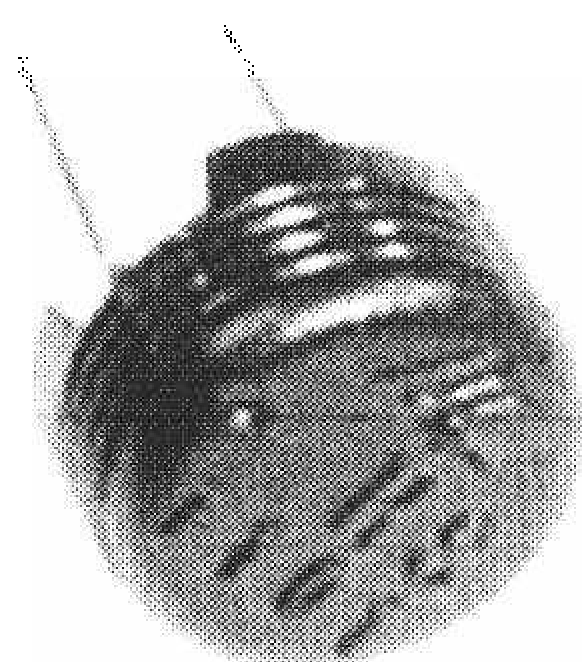


图 6.13　HUMICAP 传感器

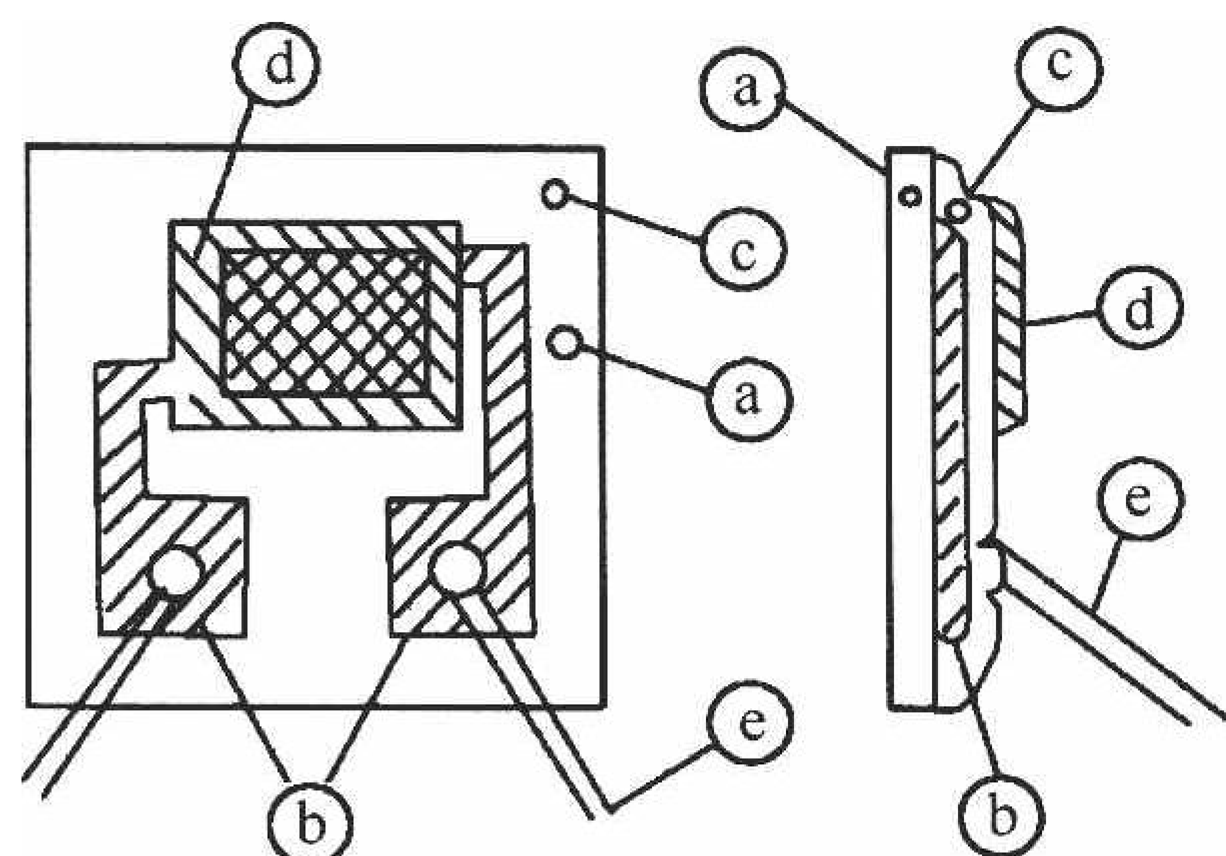


图 6.14　HUMICAP 传感器结构

6.3.2.2　测湿原理

高分子聚合物膜对水分子具有吸附和释放作用。在吸湿过程中，水分子与薄膜分子形成链，在聚合物“链”位置上占有的水分子的相对数目，与环境相对湿度有关。水分子被聚合物束缚后，由于水分子具有较大的偶极矩，从而改变了聚合物的介电特性，由上下两个电极和聚合物膜组成的电容就发生了改变。即聚合物膜的电容随着吸附和释放水分子而发生变化。利用这一特性就可以制作测湿仪器。

6.3.2.3　特点

湿敏电容的电容值随相对湿度的变化关系如图 6.15 示。可见，湿敏电容具有下述三个特点：

(1)湿敏电容值 C 与相对湿度 U 之间并不完全呈线性关系，而是一个复杂的函数关系，如图 6.15 所示。

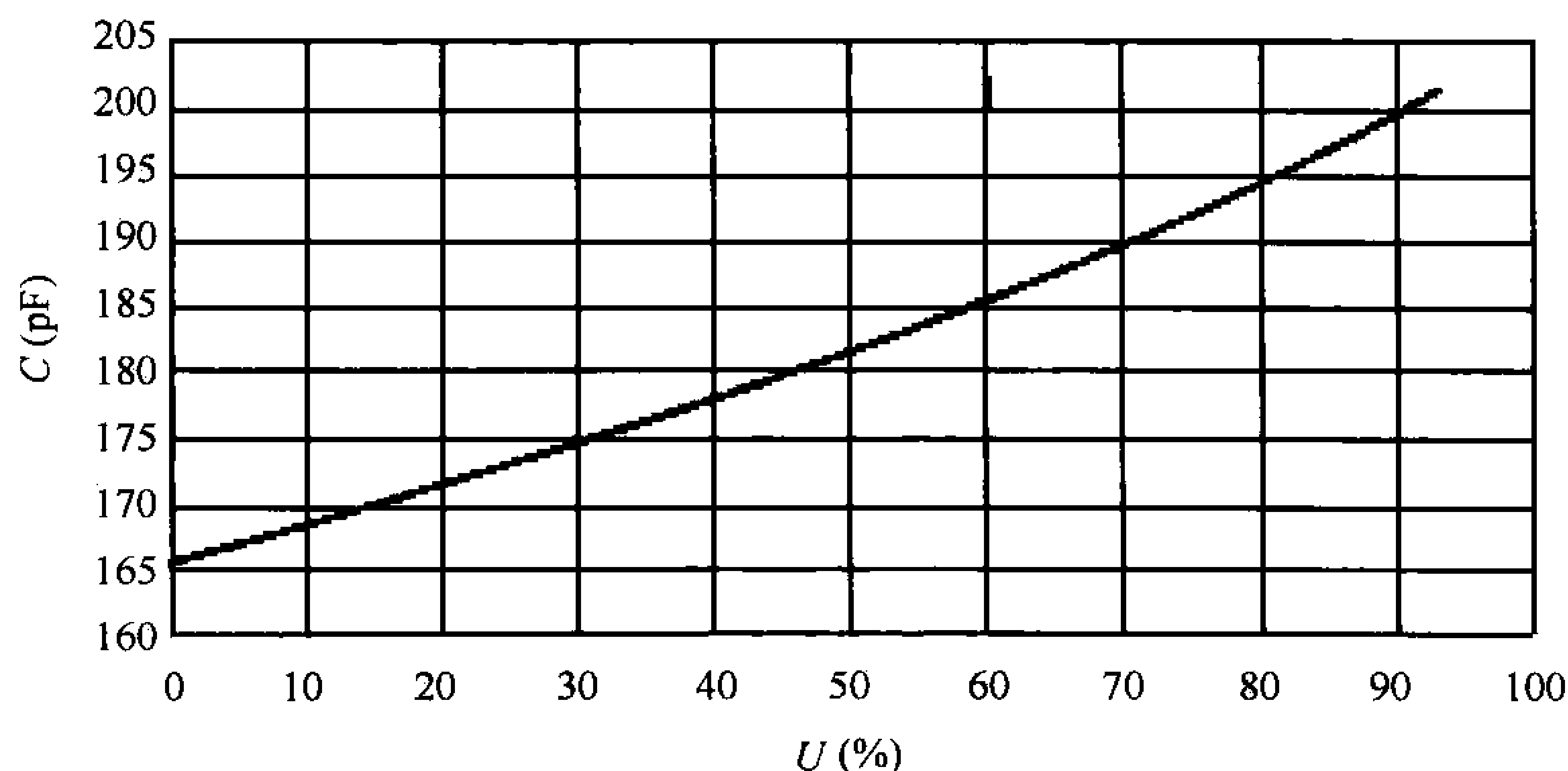


图 6.15　湿敏电容值随相对湿度的变化曲线

(2)湿敏电容值为 200 pF 左右，通常在几十到几百皮法，主要依赖于电极的大小和电极之间的距离。

(3)相对湿度变化 0～100％时，电容的变化只有 50 pF 左右，变化较小，如果要使相对湿度分辨力达到 1％，则电容的测量分辨力就要达到 0.5 pF，这对测量电路提出了较高的要求。

一般，可采用高频振荡电路对湿敏电容进行测量。图 6.16 是 S108 型湿敏电容的测量电路。图中，U1 为 CMOS 型施密特触发器集成芯片 MC4093，U1：A 与 R1、C1 组成了一个非稳态多谐振荡器，产生稳定的方波；U1：B 与 R2、R* 及 S108 型湿敏电容器组成一个脉宽调制电路，经 R3 和 C2 滤波输出直流信号 V_0。V_0 与 $C_{s108}(R2+R^*)$成正比，而湿敏电容的电容量与湿度成线性变化，则输出电压亦随着湿度线性变化。S108 型高分子湿敏电容的基础电容量为 122 pF(33％ RH 环境下)，电容量变率 2.5 pF/10％ RH，工作频率 1～20 kHz，最大工作电压 12 V。

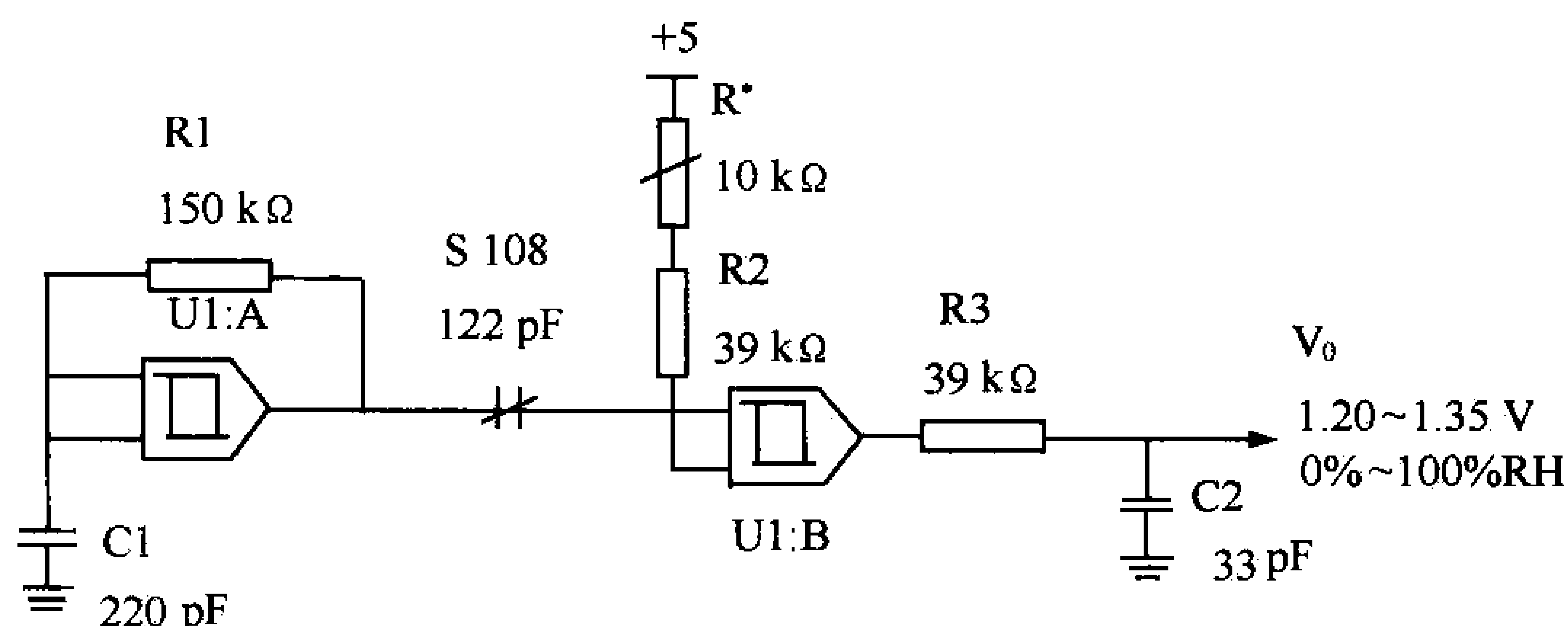


图 6.16　S108 型湿敏电容的测量电路

6.3.2.4　主要误差来源

(1)滞后性

常温条件下，湿敏电容的动态响应较迅速，时间常数在 30 s 左右，因此，常温下滞后误差较小，约为 1％～2％。但是在低温下，大气中的水汽密度很小，湿敏电容难以与空气湿度取得平衡，造成滞后误差明显增大，甚至大到 20％。因此，湿敏电容在低温时，测量性能会有所下降。

(2)污染

湿敏电容属于吸附元件，在测量过程中必然会受到空气中各种杂质的污染，从而引起其基点漂移，年漂移可达 0.5％ RH～1.0％ RH，因此其检定周期较短，一般要求每半年检定一次。在污染严重的地区，基点漂移量甚至更大，而湿敏电容不能再生，只能将之报废。

湿敏电容的尺寸可以做得很小，基本上不会改变被测环境，常温下响应速度快，是目前自动气象站和无线电探空仪上使用较多的一种测湿元件。

6.3.3 碳膜湿敏电阻

碳膜湿敏电阻是利用高分子物质吸收水汽后引起电阻的变化来测量湿度的。

6.3.3.1 结构

在有机玻璃的条形基片上，浸渍上一层羟乙基纤维素膜，膜内均匀地分布着碳黑粒子，成胶状体，在基片长边两侧溅射上银电极，就制成了碳膜湿敏元件，如图6.17所示。

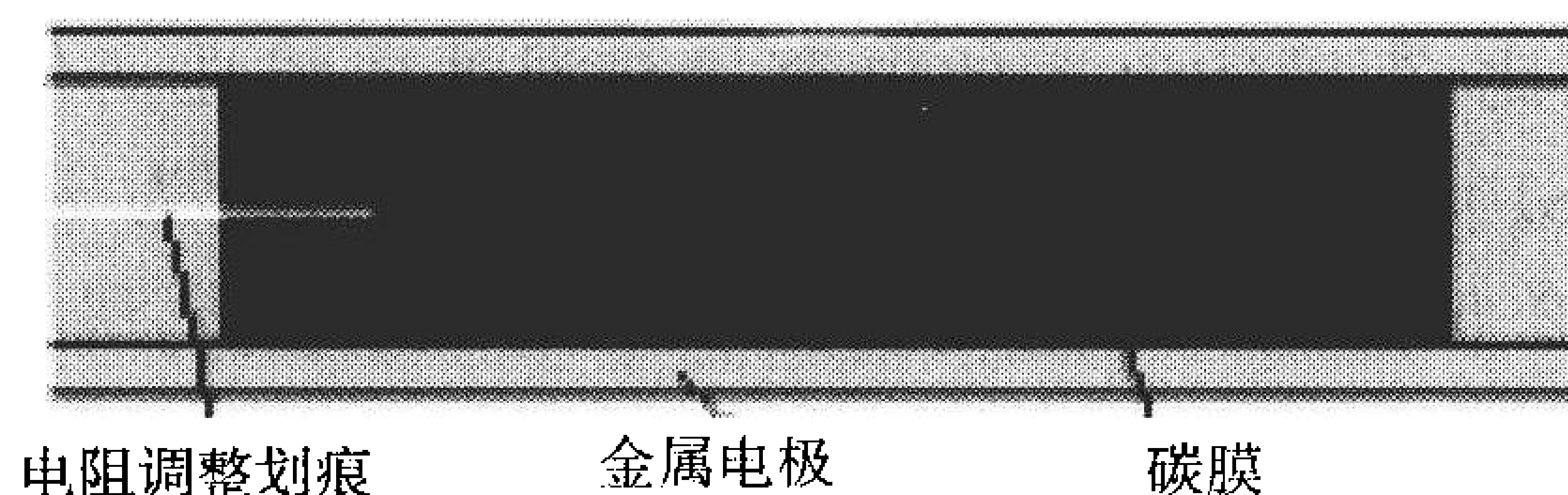


图6.17　碳膜湿敏电阻

由于碳是导电的，纤维素是长链结构。湿度较低时，纤维素成卷曲状，碳粒子被压缩，粒子间接触的几率增大，电阻减小；湿度升高时，纤维素吸水而伸长，碳粒子的接触几率减小，电阻增大。利用碳膜湿敏元件的电阻值随着相对湿度的增加而增大制成测湿元件。

6.3.3.2 特点

利用碳膜制作的湿敏元件，具有以下几个特点：

(1)灵敏度高，相对湿度10%～100%时，电阻变化可达5 kΩ～1 MΩ以上。

(2)非线性较大，相对湿度与电阻之间的关系较复杂，具有明显的温度系数。图6.18表示了湿敏电阻在某一湿度下的阻值与相对湿度为33%时阻值的比值随相对湿度变化的关系。可见，此关系与温度有关，且是非线性的。

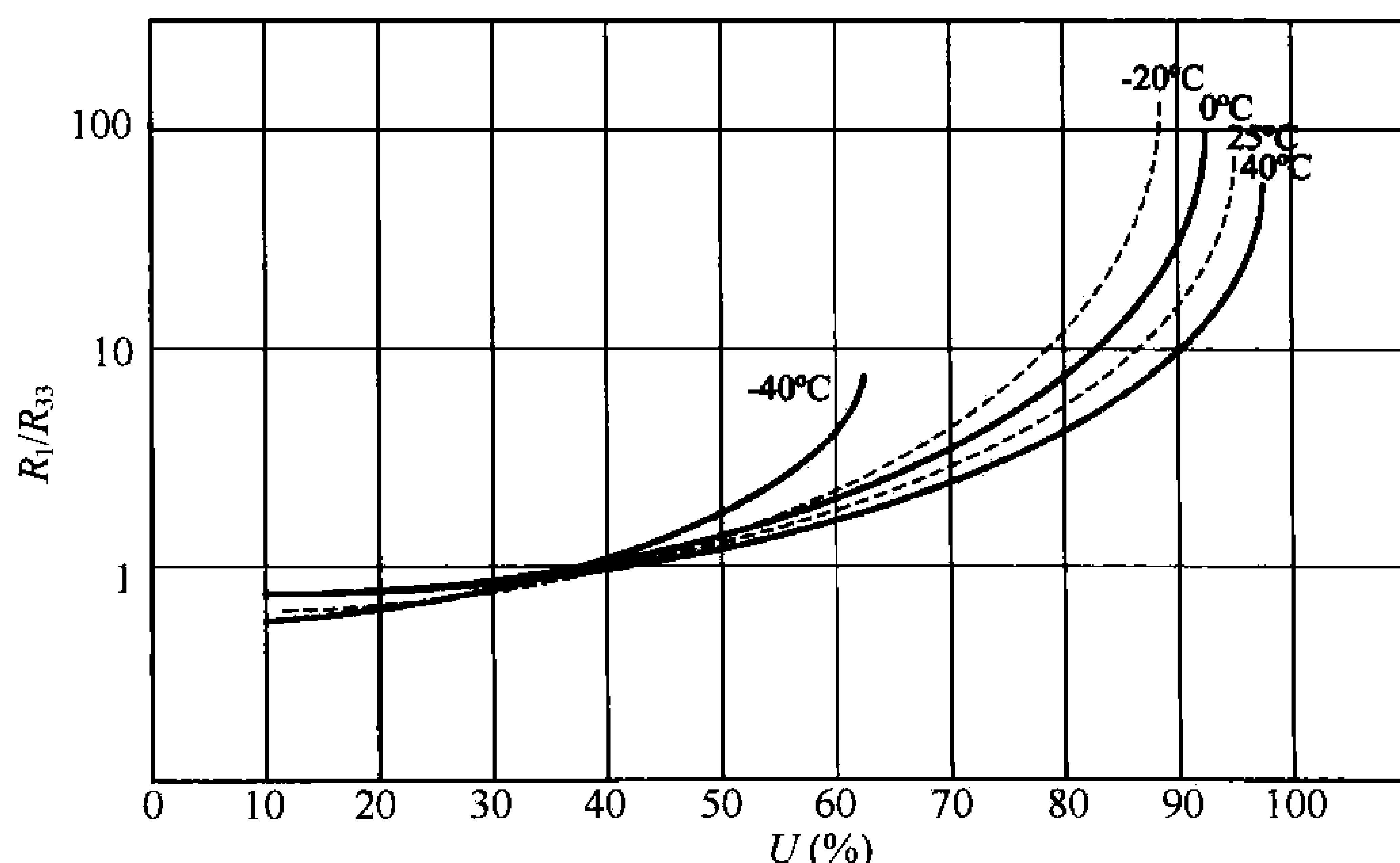


图6.18　碳膜湿敏电阻 R_t/R_{33}—U 的检定曲线

(3)响应迅速,时间常数仅有 0.2 s 左右。

(4)基点稳定性差,只能在一至两天内保持相对稳定。因此,碳膜湿敏元件一般应用在探空仪之类的一次性仪器上,并且在施放前需要重新检定,检定后要立即使用,超过两个小时不用就必须重新检定。

6.3.4 氯化锂湿度片

6.3.4.1 测量原理

对于一定温度、一定浓度的盐溶液,其表面的饱和水汽压可以根据拉乌尔定律来确定

$$E_p = \frac{N}{N+n} \cdot E_\infty \tag{6.3.3}$$

式中 E_p 为盐溶液表面上的饱和水汽压;E_∞ 为平水面上的饱和水汽压;N 为溶剂,也就是水的摩尔数;n 为溶质,也就是盐的摩尔数。

显然,盐溶液表面上的饱和水汽压小于平水面上的饱和水汽压。当空气中的实际水汽压大于溶液表面的饱和水汽压 E_p 时,水汽就要向溶液表面凝结。这样溶液浓度降低,溶剂摩尔数 N 增大,而溶质摩尔数 n 不变,所以盐溶液表面上的饱和水汽压 E_p 也随之增加,直到与空气中的水汽压平衡为止。反之,当空气中的水汽压小于溶液表面的饱和水汽压时,水汽就从溶液中蒸发出来,溶液浓度增大,N 减小,而 n 仍不变,所以 E_p 随之减小,直至与空气中的水汽压平衡为止。

只要溶液的温度与外界温度相等,那么溶液浓度随空气湿度而改变的规律就不受温度变化的影响,这样利用溶液浓度的变化就能测量出空气的相对湿度。

但是,直接测量溶液浓度是困难的,而溶液的电阻是随溶液浓度而变化的。当溶液浓度改变时,溶液中的离子迁移率改变。溶液越稀,盐的离解越厉害,离子的迁移越大,导致溶液的电阻越小;反之,溶液越浓,其电阻越大。溶液的电阻大小直接反映了其浓度的大小。因此,可以用测量溶液电阻来测量空气的相对湿度。

6.3.4.2 特点

图 6.19 是两种利用氯化锂溶液制成的湿度片示意图。左边为柱状结构的湿度片,右边为片状结构的湿度片。氯化锂湿度片是在一块塑料片或玻璃片等绝缘片上的两个金属电极之间涂上一层氯化锂酒精溶液形成吸水膜而制成的,尺寸均很小,响应速度比较快。

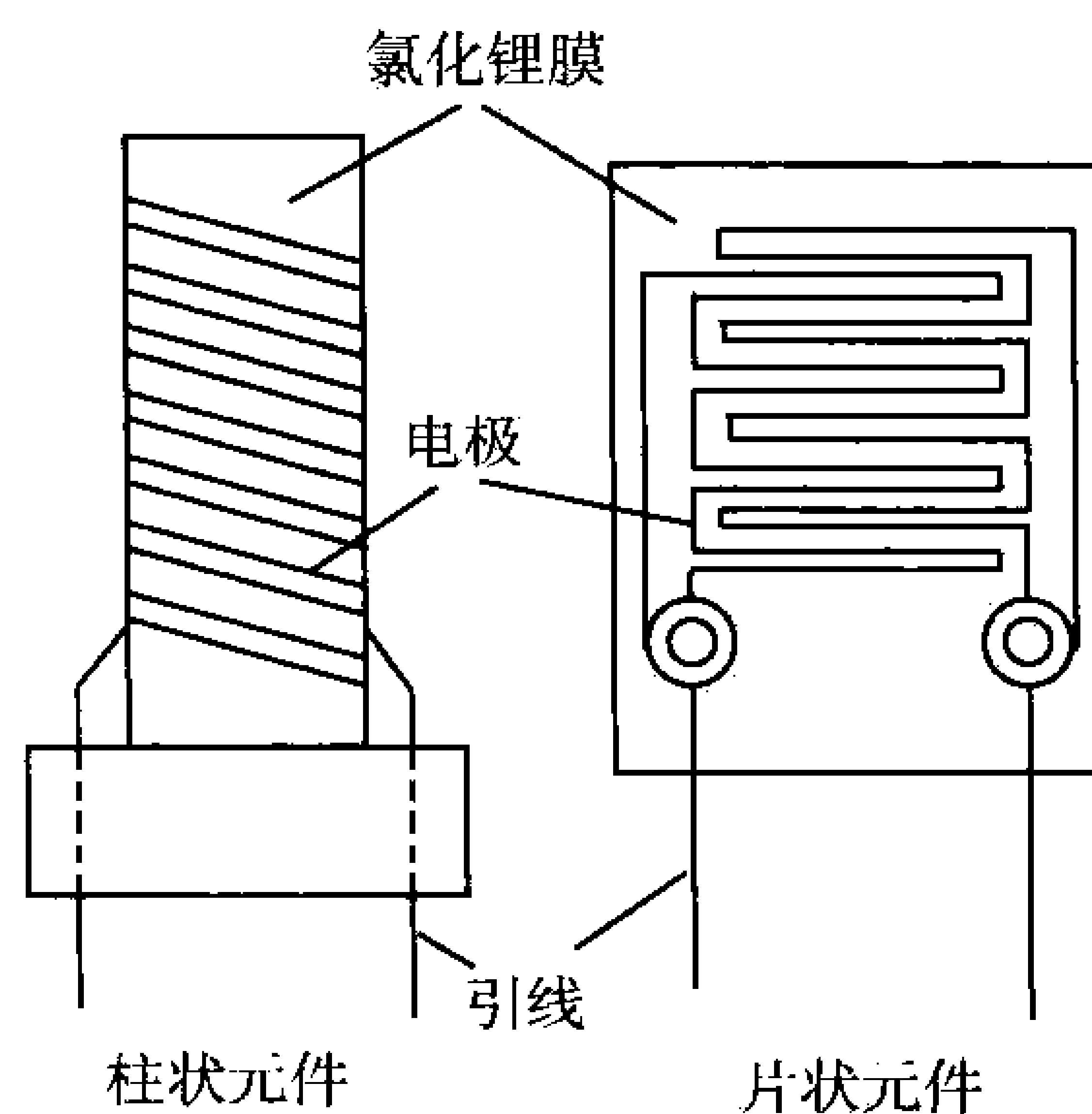


图 6.19 氯化锂湿度片

当空气相对湿度为15%～100%时，氯化锂溶液电阻会从40 MΩ减小到5 kΩ，变化量非常大，并且其电阻值与空气湿度之间成近似反比关系。

电阻式氯化锂湿度片虽然能够测量湿度，但其在低湿和高湿情况下的性能不太稳定，并且测量结果容易受到温度的影响。因此，现在应用不多。

6.4 凝结测湿法

在气压不变的条件下，湿空气冷却达到平水面饱和时的温度，称为露点温度。此时湿空气达到饱和，水汽会凝结形成露滴。若能使湿空气降温，并能检测出刚开始凝结时的温度，就可获得露点温度。这就是露点仪设计的物理基础。

6.4.1 冷镜式露点仪

6.4.1.1 结构和原理

冷镜式露点仪主要由感应器、热控制装置和凝结物检测装置三部分组成。感应器是一个高度抛光的薄金属镜面，常用银、铂等材料制成，反光能力强，热导率也很强。镜面温度通常采用热电偶温度表测量。热控制装置主要用来控制镜面冷却降温，使流经镜面的样气形成露或霜；也可以控制加热器，使镜面增温，清除露或霜。常用的是热电式冷却器，通过改变其电源极性，冷却器就可以变成加热器。凝结物检测装置用来检测是否有露或霜形成。可以采取两种方法，一种是光电管法，另一种是振动频率法。

(1)光电管法

光电管法的原理如图6.20所示。从小孔中射出一束光照亮镜面，无露时，光电管接收几乎全部的入射光。一旦有露形成，露对光产生漫射，光电管接收的光信号减弱。

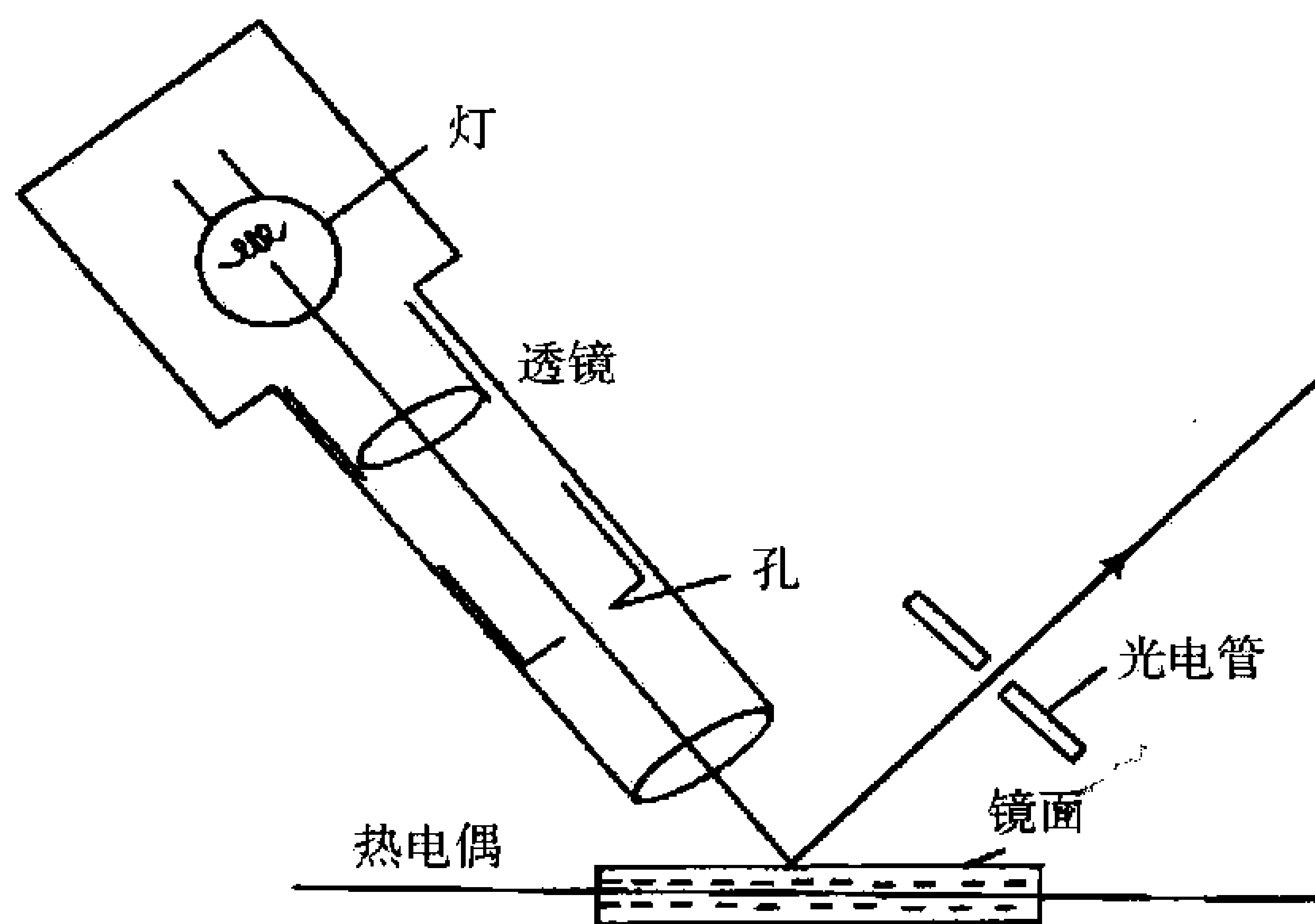


图6.20 光电管法

为了能准确确定露的形成和测量露点温度，一般采用双光路法。图 6.21 给出了一种双光路光电管露点仪的结构。基准光电管直接接收光源的光，反射光电管接收镜面的反射光。当镜面无凝结物时，调结光楔使两光电管输出的电流相等；若镜面出现露，则反射光电管接收的光强减弱，输出的电流减弱，通过比较基准光电管和反射光电管输出的差异，就可以自动判断出是否有露形成。两光电管输出的

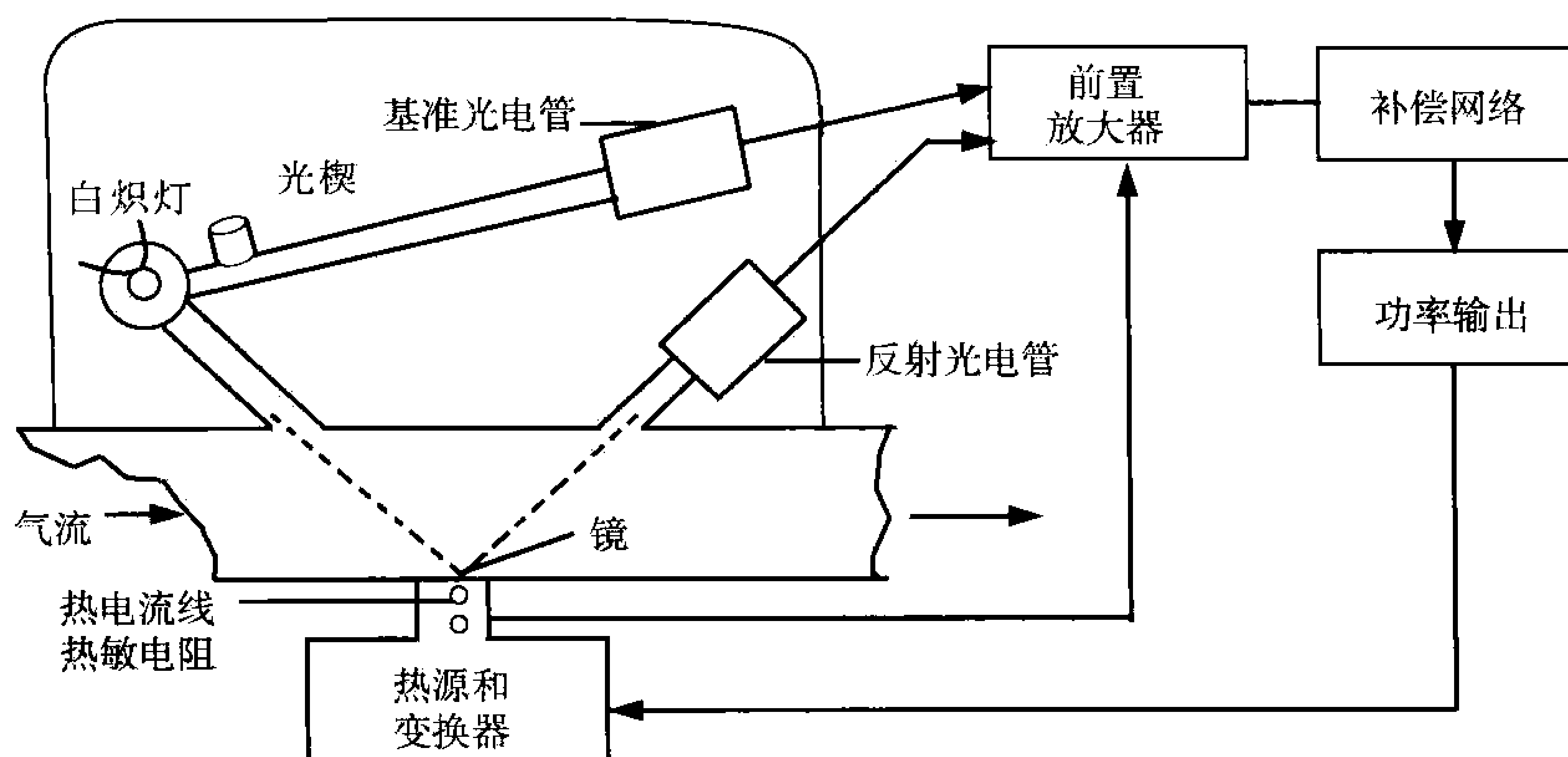


图 6.21　冷镜式双光路光电露点仪

电流差异越大，说明凝结物的厚度越厚。测量时，使被测气体进入传感器并以一定的流速经过镜面，若镜面温度高于气体的露点温度，干燥的镜面将光源的入射光几乎完全反射至光电检测器，制冷半导体继续对镜面降温。当镜面温度达到被测气体的露点温度时，镜面出现凝结形成露，入射光在镜面上呈现漫反射，光电检测器接收信号减小，通过反馈电路，使制冷半导体的致冷量减小以至变为加热状态。经过反复自动加热和冷却调整，最终使镜面温度自动保持在被测气体的露点温度上，由测温系统测量并显示出露点温度。

(2)振动频率法

振动频率法是采用石英晶体振动频率的变化来确定凝结物的形成。图 6.22 是一种石英振子露点仪的结构示意图。石英振子的一个表面与被测气体接触，作为凝结面；另一个表面与热电冷却、加热器接触作为冷却面。当凝结面因冷却出现凝结物时，由于质量效应，石英振子共振频率发生偏移，表明出现露，将此结露

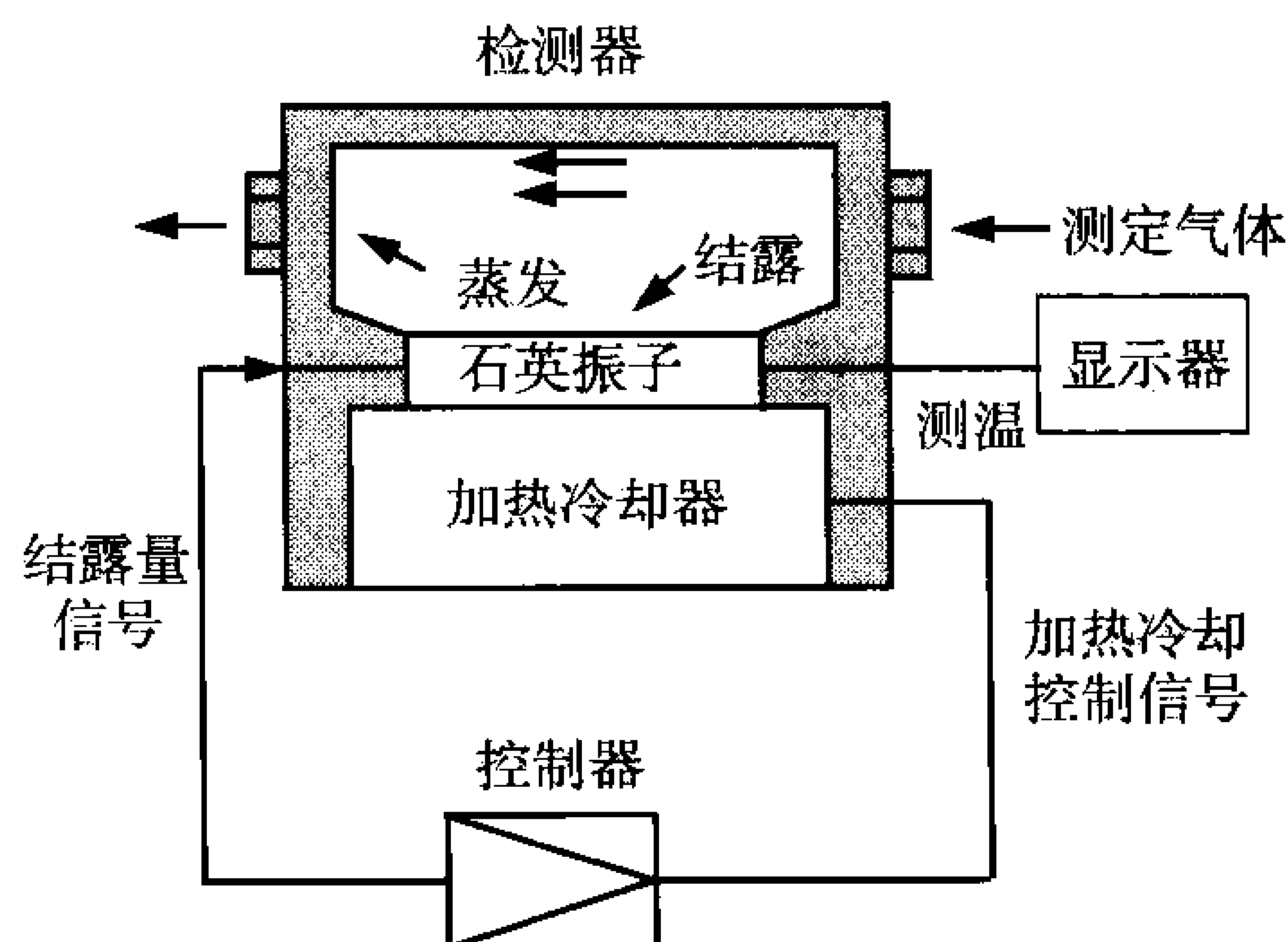


图 6.22　冷镜式石英振子露点仪

信号送到控制器，控制器会给冷却器一个控制信号，中止冷却，温度回升，经过反复的加热、冷却，达到一定的平衡状态。此时石英振子的表面温度就是露点温度。

冷镜式露点仪是目前各种测湿仪器中唯一可以在全温度测量范围内能达到较高准确度的测湿仪器，就是在低温下，它也能达到相当高的准确度。由于价格较贵，主要应用于气象仪器检定中作为湿度标准仪器使用，还没有应用到日常气象观测业务中。

6.4.1.2 误差主要来源

冷镜式露点仪的测量误差，主要来源于四个方面：

(1)凯尔文效应

由于生成的露为球状，其表面的饱和水汽压要比平水面的饱和水汽压高，因此镜面的结露温度要低于真实的露点，误差可在 0.1℃以上。

(2)拉乌尔效应

由于空气和镜面不干净，将有一定量的可溶物质溶入露滴中，形成盐溶液，而盐溶液的饱和水汽压低于同温度下纯水的饱和水汽压，因而会使测量值比真实露点偏高。

(3)压力效应

露点仪的空气循环系统会使测量空间内外存在一定的气压差。根据道尔顿分压定律，进入测量空间的空气样本的水汽压将按同样的压差比例降低。如果要求水汽压测量的准确度达到 0.5%，那么，在大气压为 1000 hPa 时，测量室内外的压差应小于 5 hPa。

(4)相态判断错误

当露点低于 0℃时，有可能形成露，也有可能形成霜，而霜点温度要比露点温度低，因此必须准确判断镜面上凝结物的相态。如果将霜误判为露，此时测出的露点温度要偏低；而如果将露误判为霜，测出的露点温度就要偏高。因此将水滴判断为冰晶或将冰晶判断为水滴，均会影响测湿准确度，并且温度愈低，这种测量误差愈大。因此在零度以下准确判断露和霜是保证露点仪测量准确度的重要基础。

6.4.2 氯化锂露点仪

如图 6.23，纯水面的饱和水汽压和氯化锂盐溶液面上的饱和水汽压均是温度 t 的单值函数，随温度增加而增大。且氯化锂盐溶液面上的饱和水汽压要始终比同温度下的纯水面的饱和水汽压小。

假设氯化锂的水溶液暴露在气温为 t_a，水汽压为 e 的大气中，用图中 A 点来表示大气的实际状况，它是等 t_a 线与等 e 线的交点。该点对于同样温度的水面来说并没有达到饱和，而对于同样温度的氯化锂溶液来说已经是过饱和了。通过 A 点

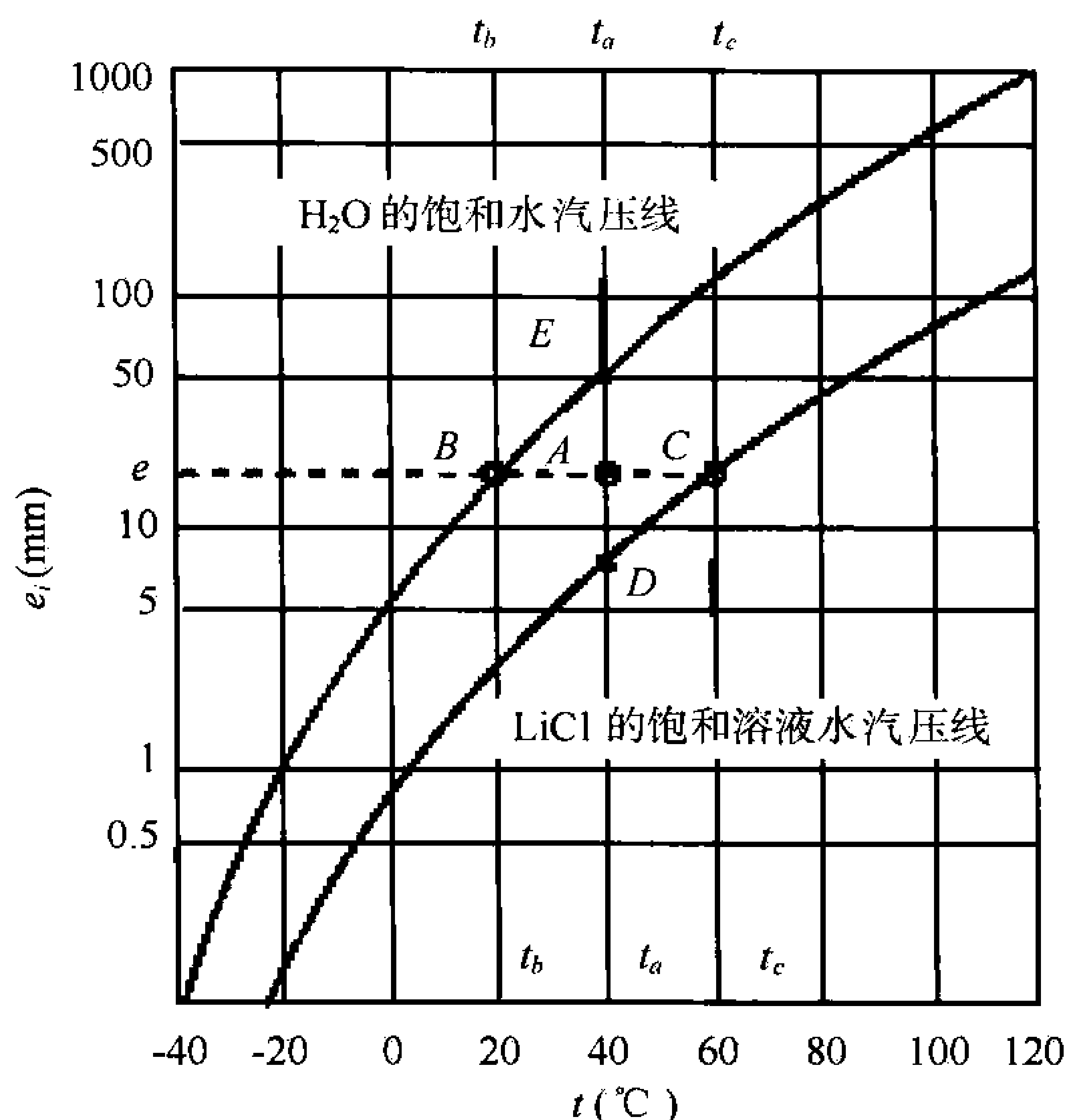


图 6.23　氯化锂溶液面上及纯水面上的饱和水汽压与温度的关系

作水平线，也就是等 e 线，与两条饱和水汽压曲线分别交于 B 点和 C 点。此时温度 t_b 就是露点，温度 t_c 和露点 t_b 是一一对应的，知道了 t_c，也就确定了露点 t_b。因此，如果通过加热的方法使氯化锂溶液温度上升到使其饱和水汽压与大气中的水汽压一致，即达到平衡状态，所达到的温度就是平衡温度 t_c 了。

怎样加热升温呢？氯化锂盐溶液中没有结晶盐时，其电阻小，电导极大，而一旦有盐析出，电导就急剧下降。利用氯化锂溶液的这个电导特点，可以采用通电加热的方法。图 6.24 是氯化锂露点仪结构示意图，其探头是涂有氯化锂的玻璃纤维，玻璃纤维上绕有平衡的两根金丝电极。接通电源，开始时，由于实际水汽压比氯化锂盐溶液的饱和水汽压大，玻璃纤维上的氯化锂就要吸收水汽，水汽吸收后，溶液的电导增大，电流加大，开始对氯化锂溶液加热，温度上升，其饱和水汽压也随之增大。这样又会从溶液中蒸发放出水分，氯化锂溶液逐渐干燥，析出电阻率很高的盐结晶体，电导反而急剧下降，加热减慢，并自动停止。一旦停止加热，溶液温度下降，又要吸收水汽，电导增大，电流增大，又会进一步对溶液加热，最后达到平衡状态。此时的平衡温度可以用热敏电阻温度表测量，并通过温度 t_c 和露点 t_b 的对应关系计算出露点温度。这就是氯化锂露点仪的测量原理。氯化锂露点仪实际上既利用了盐溶液凝结的原理，也利用了其吸收水汽的原理。

氯化锂露点仪具有较高的测量准确度和稳定性。0℃以上，准确度可达到 3% RH～5% RH，在 0℃以下可达到 5% RH～8% RH。

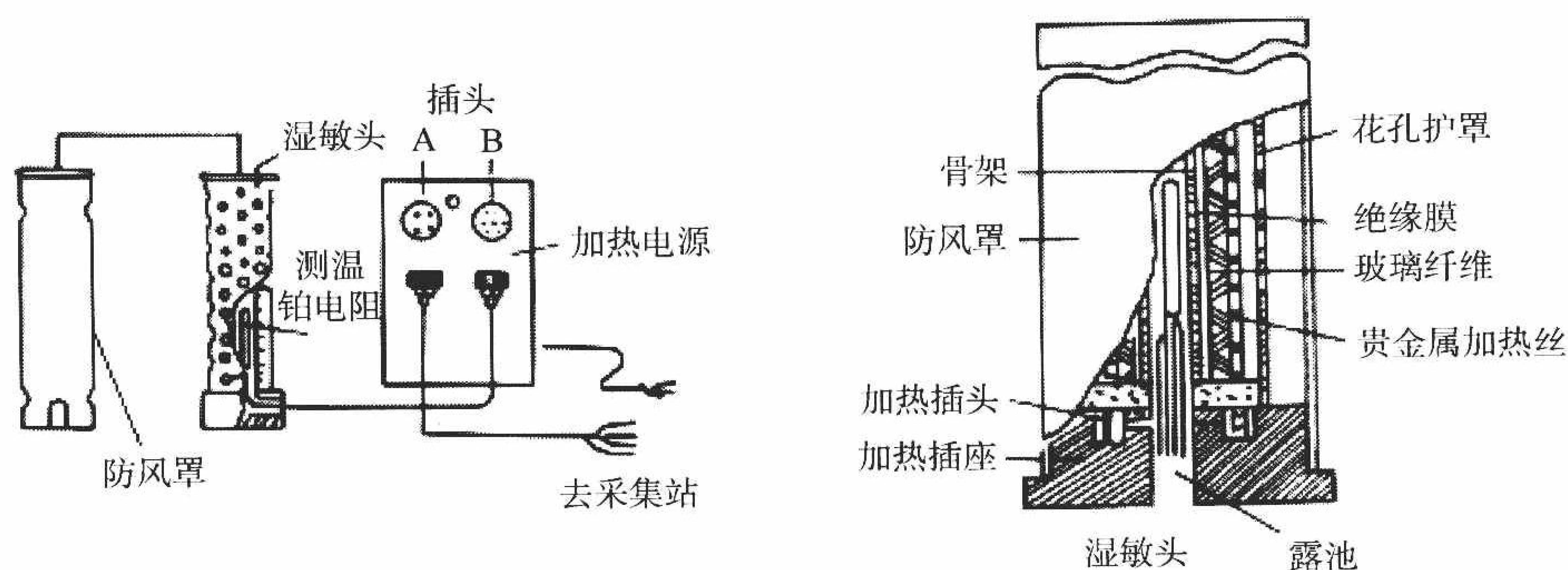


图 6.24　氯化锂露点仪的结构示意图

无论是冷镜式露点仪还是氯化锂露点仪，其测量特性与温度表及毛发湿度表是不一样的。当外界温度或者湿度发生变化时，温度表、毛发湿度表的示度总是逐渐趋近于实际温度的，但上述两种露点仪，其示度却是以阻尼振荡的方式逐渐趋向于实际露点温度。具有这种特性的仪器称之为二阶响应系统。温度表、毛发湿度表则为一阶响应系统。二阶响应系统的稳定时间较长，尤其是刚启动时，与被测介质湿度的平衡时间一般需要 10～20 min。在这段过渡时间内，其测量结果的动态误差较大，误差的大小和符号都在变化。

本章介绍了多种湿度测量的方法和仪器，但是到目前为止，湿度测量仍然存在着一些问题，其中主要的问题是：

(1)测湿仪器难以在全温度量程的范围内，达到同样的测量准确度。水汽在空气中的含量受到温度的影响。在大气温度的极限变化范围内，饱和水汽压的变化范围可达四个数量级以上，从 0.01 hPa 变化到 100 hPa。例如，50℃时的纯水平面饱和水汽压为 123.4 hPa；而－50℃时纯平冰面的饱和水汽压只有 0.02 hPa。在水汽饱和时，其对应的相对湿度均为 100%。显然，在－50℃的条件下对 0.02 hPa 的水汽压分辨出相对湿度 1%要比在 50℃条件下对 123.4 hPa 的水汽压分辨出相对湿度 1%困难得多。因此，任何比较经济、简单、适于野外测量的仪器都难以适应整个温度测量范围的要求。

(2)现有的湿敏元件在低温低湿条件下，性能变坏，响应迟缓，甚至“瘫痪”，并且由于湿度传感器直接与空气相接触，在感应大气中水汽的同时，也容易被空气中的杂质所污染，造成误差增大甚至损坏。

(3)缺少全量程温度范围(－50～50℃)的湿度发生器以及基准仪器，使得湿度计量定标和校准困难，这也给制造全温度范围、高精度的测湿仪器带来了困难。

总之，低温条件下的湿度测量，至今仍是世界上大气探测的主要难题之一。

习　题

(1)说明水汽压、饱和水汽压和相对湿度的概念。

(2)为什么空气湿度的测量至今仍是较为困难的问题?

(3)评述各种测湿方法,说明相应测湿仪器的所测参量。

(4)试述干湿表测湿的基本原理?

(5)在干湿表的技术发展过程中,出现了哪些类型的干湿表,它们的区别在哪里?

(6)论述干湿表测湿的误差来源及应采取的措施。

(7)为什么毛发湿度表测湿存在较大的滞后误差? 什么是毛发的瘫痪效应?毛发的滞后系数与哪些因素有关?

(8)湿敏电容低温下性能发生了什么变化? 如何解决?

(9)为什么在低温情况下,同样的干湿球温度测量误差会较高温下引起较大的相对湿度测量误差?

(10)根据冷镜式露点仪的测湿原理,说明其关键技术有哪些?

(11)根据克拉珀龙方程,说明冷镜式露点仪测湿灵敏度在低温时降低很少。

(12)冷镜式露点仪为什么要降温? 而氯化锂露点仪为什么要加热?

(13)从露点仪的动态响应特性出发,说明无论是冷镜式露点仪还是氯化锂露点仪一般都需要较长的平衡时间?

(14)氯化锂湿度片与氯化锂露点仪的测量原理相同吗?

(15)查阅资料,给出一种湿敏电容的测量电路,说明测量电路的原理,并说明如何实现数字化?

(16)查阅资料,说明湿敏电容的高分子聚合物薄膜可用哪些材料制作?

(17)查阅资料,说明目前湿度测量的新进展,写成读书报告。

第7章　气压的测量

气压的测量,对于天气分析和预报具有重要的意义,天气系统的移动与水平气压梯度力的大小有关,因此气压的测量要尽可能地准确。目前 WMO 根据不同应用目的,对气压测量准确度提出了不同的要求:用于气候学时,要求达到 ±0.3 hPa;用于天气学时,要求达到±0.1 hPa;用于航空气象学时,一般只要达到±0.5 hPa。

测量气压的方法有多种。可以采用力平衡方法,水银气压表和空盒气压表就是采用力平衡的方法来测量气压的;还可以采用谐振式方法,例如振筒气压仪、石英振梁气压仪等;此外,还有采用压阻效应制成的硅压阻气压传感器,采用液体的沸点随气压变化的原理制成的沸点气压表,以及采用一定容积的气体压力与大气压力相平衡的原理制成的气体压力表等。

目前,气象台站日常气压测量普遍采用的是振筒气压仪,空盒气压表作为便携式仪器或备用仪器;在无线电探空仪上已开始使用硅压阻气压传感器。

气象台站除了要观测本站气压(station pressure),即台站气压表所在高度上的气压外,还要根据有关要求计算海平面气压(sea-level pressure)和场面气压(field level pressure)等。规范规定,海拔高度低于 1500 m 的气象台站应计算海平面气压,机场气象台站应计算场面气压。

本章主要介绍了振筒气压仪、石英振梁标准气压仪、硅压阻气压传感器的结构原理、特点、误差原因及其抑制措施,还介绍了水银气压表、空盒气压表、沸点气压表等气压测量仪器的结构原理和特点。由于气压存在着垂直梯度,故还说明了不同高度气压计算的必要性及方法。

7.1　力平衡式测压

7.1.1　水银气压表

7.1.1.1　测压原理

由静力学方程可知,在大气处于静力平衡状态时,任一高度处的气压等于单位面积上从所在地点向上直至大气上界整个空气柱的重量。

气压是大气压强的简称,物理学上,国际单位制中压强的计量单位为帕斯卡

(Pascal)，英文简写为 Pa；气象上常用百帕作为气压的单位，英文简写为 hPa。1 hPa等于 100 Pa。

水银气压表是利用一根管顶抽成真空的玻璃管内的水银柱的重量与大气压力相平衡的原理而制成的，如图 7.1 所示。

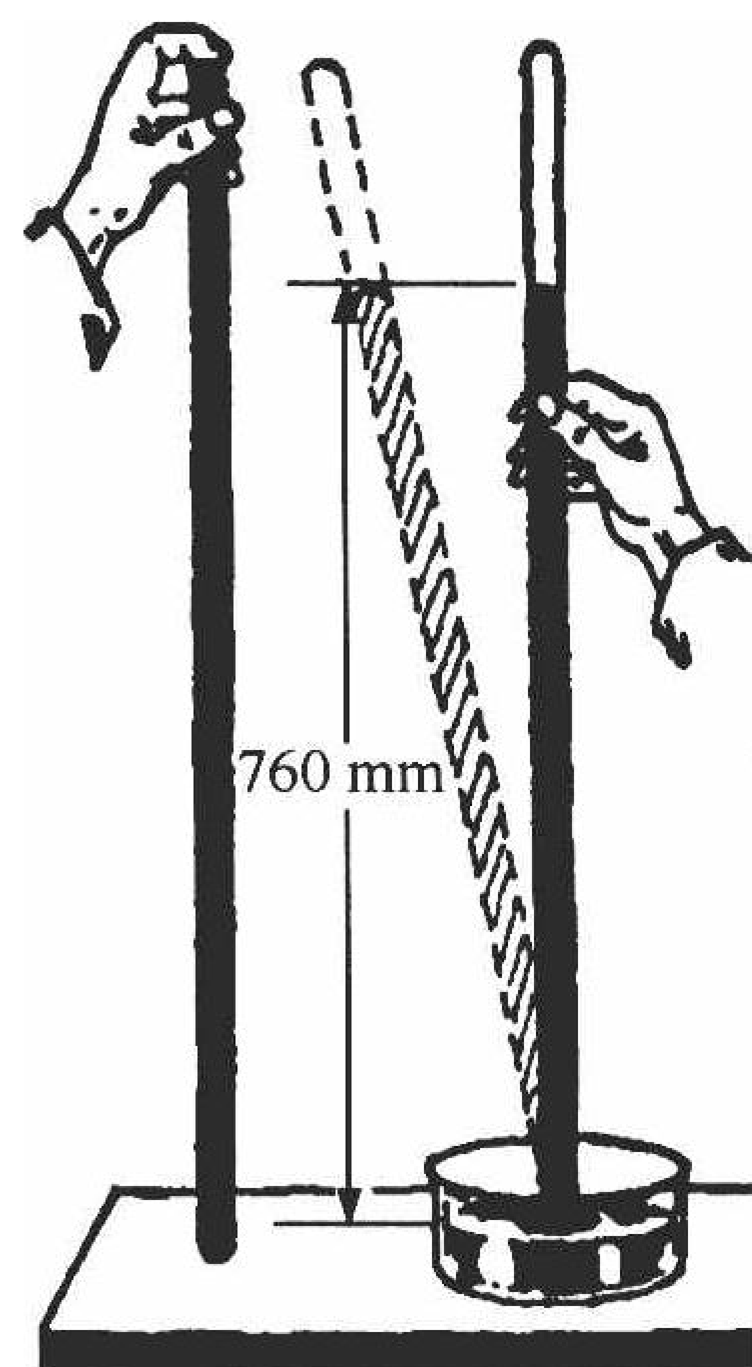


图 7.1　水银气压表测压原理示意图

由于大气压力的作用，管内的水银柱将具有一定的高度，水银柱高度 h_{Hg} 与气压 p 之间的关系为

$$p = \rho_{\mathrm{Hg}}(t) g_{\varphi,z} h_{\mathrm{Hg}}(t, g_{\varphi,z}) \qquad (7.1.1)$$

式中 $\rho_{\mathrm{Hg}}(t)$ 为温度 t℃时的水银密度，$g_{\varphi,z}$ 为测站纬度 φ 和拔海高度 z 处的重力加速度。可见，对于同一气压值，由于水银密度不同和测量地点的重力加速度不同，与之相平衡的水银柱的高度就不一样。为了保证水银气压表测量的水银柱高度能相互比较，国际上统一规定，在当地和当时温度下测出的水银柱高度均应换算成标准状态下的水银柱高度。

所谓标准状态，是温度为 0℃，重力加速度为 9.80665 $\mathrm{m/s^2}$ 的状态。在温度为 0℃时，纯水银的密度为 $\rho_{\mathrm{Hg},0} = 1.35951 \times 10^4\ \mathrm{kg/m^3}$。因此，确定了标准状态后，水银柱的长度就可以作为气压的单位。标准状态下，单位面积上 760 mm 水银柱所产生的压力，确定为一个标准大气压力，其数值为 1013.25 hPa。

在标准状态下，水银柱的高度与气压之间的关系为

$$p = \rho_{\mathrm{Hg}}(0℃) g_n h_{\mathrm{Hg}}(0℃, g_n) \qquad (7.1.2)$$

由(7.1.1)式和(7.1.2)式，可得

$$h_{\mathrm{Hg}}(0℃, g_n) = \frac{\rho_{\mathrm{Hg}}(t)}{\rho_{\mathrm{Hg}}(0℃)} \cdot \frac{g_{\varphi,z}}{g_n} \cdot h_{\mathrm{Hg}}(t, g_{\varphi,z}) \qquad (7.1.3)$$

式中 $\frac{\rho_{\mathrm{Hg}}(t)}{\rho_{\mathrm{Hg}}(0℃)}$ 称为温度订正因子，$\frac{g_{\varphi,z}}{g_n}$ 称为重力订正因子，其中包含了纬度和高度对重力加速度的影响。

7.1.1.2　动槽式和定槽式水银气压表

利用上述原理可以制成实用的水银气压表。常用的有两种，一种是动槽式，又称为福丁式水银气压表；另一种是定槽式，又称为寇乌式水银气压表。

(1)动槽式水银气压表

动槽式水银气压表的主要特点是标尺上有一个固定的零点，即象牙针尖所处

的位置。每次读数时，均须将水银槽中的水银面调整到这个零点处，然后读出水银柱顶的刻度。

动槽式水银气压表主要由感应部分、刻度部分和附属温度表等组成，如图 7.2 所示。感应部分包括水银、玻璃内管和水银槽。刻度部分由标尺、游标尺和象牙针等组成。利用游标尺，可以使得气压的读数分辨到标尺刻度的十分之一，即 0.1 mmHg或 0.1 hPa。附属温度表主要用于测定气压表的表温，以便对气压表的测量结果进行温度订正。

(2)定槽式水银气压表

定槽式水银气压表的水银槽(如图 7.3 所示)是一个截面积固定的铁槽，水银面高度不可调节，水银柱的基点随着气压的变化而变化。

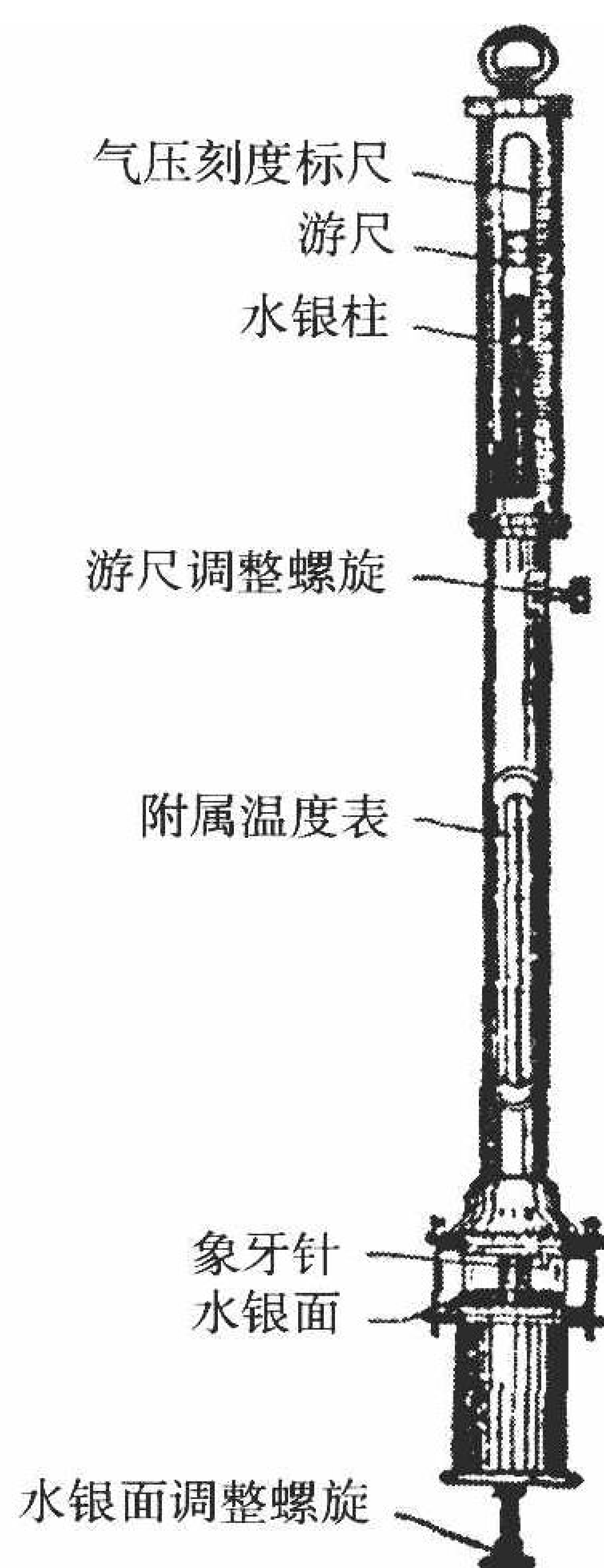


图 7.2　动槽式水银气压表

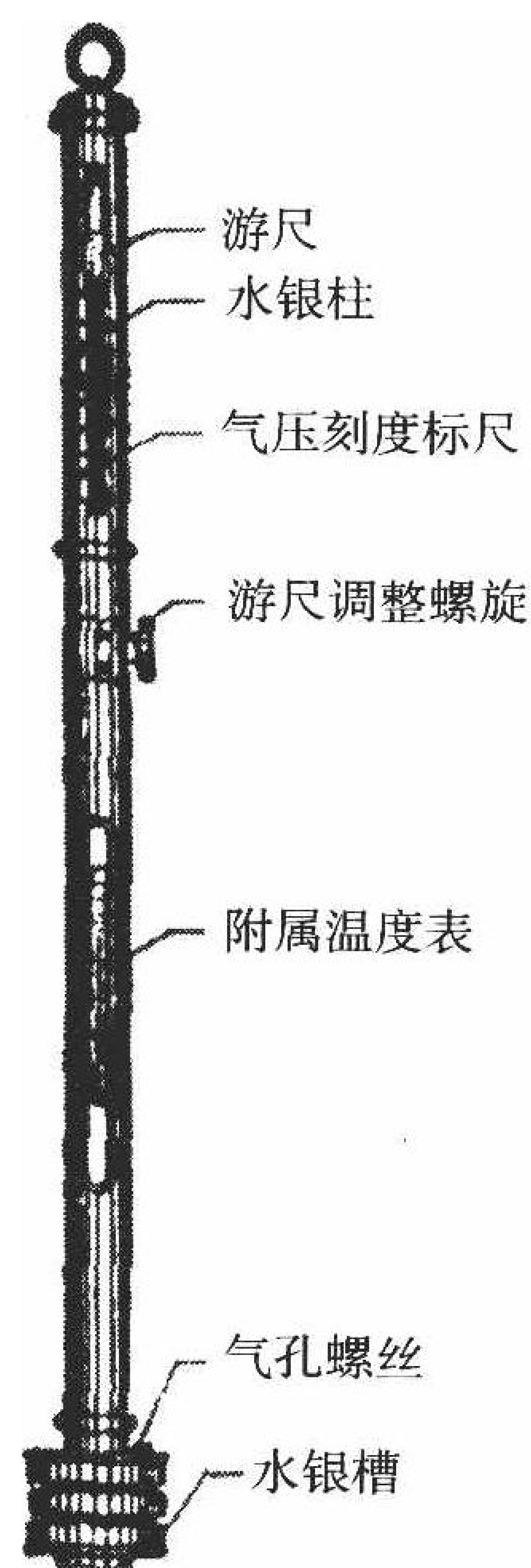


图 7.3　定槽式水银气压表

如图 7.4 所示，若气压增加，为了与外界的压力相平衡，水银柱在玻璃管内上升 x，必将引起水银槽内的水银面下降 y，则水银柱的基点就从 A 变化到 B。显然，为了测量出水银柱的高度，就必须不断移动标尺，使其零点与水银槽内的水银面对齐。实际上，定槽式水银气压表采用了一种补偿标尺的方法，可以不用移动标尺而直接准确测量水银柱高度。

假设气压升高 1 mmHg 时，玻璃管内的水银柱上升 x mm，而槽内的水银面同

时下降 y mm，则有

$$x + y = 1 \qquad (7.1.4)$$

水银槽内水银体积的减少量必等于管内水银体积的增加量，即有

$$x \cdot a = y \cdot (A - a') \qquad (7.1.5)$$

式中 a 为水银柱玻璃管的内横截面积，A 为水银槽的内横截面积，a'为插进水银槽中的玻璃管尾端的外横截面积。由(7.1.4)式和(7.1.5)式可得

$$x = 1 - \frac{a}{A - a' + a} \qquad (7.1.6)$$

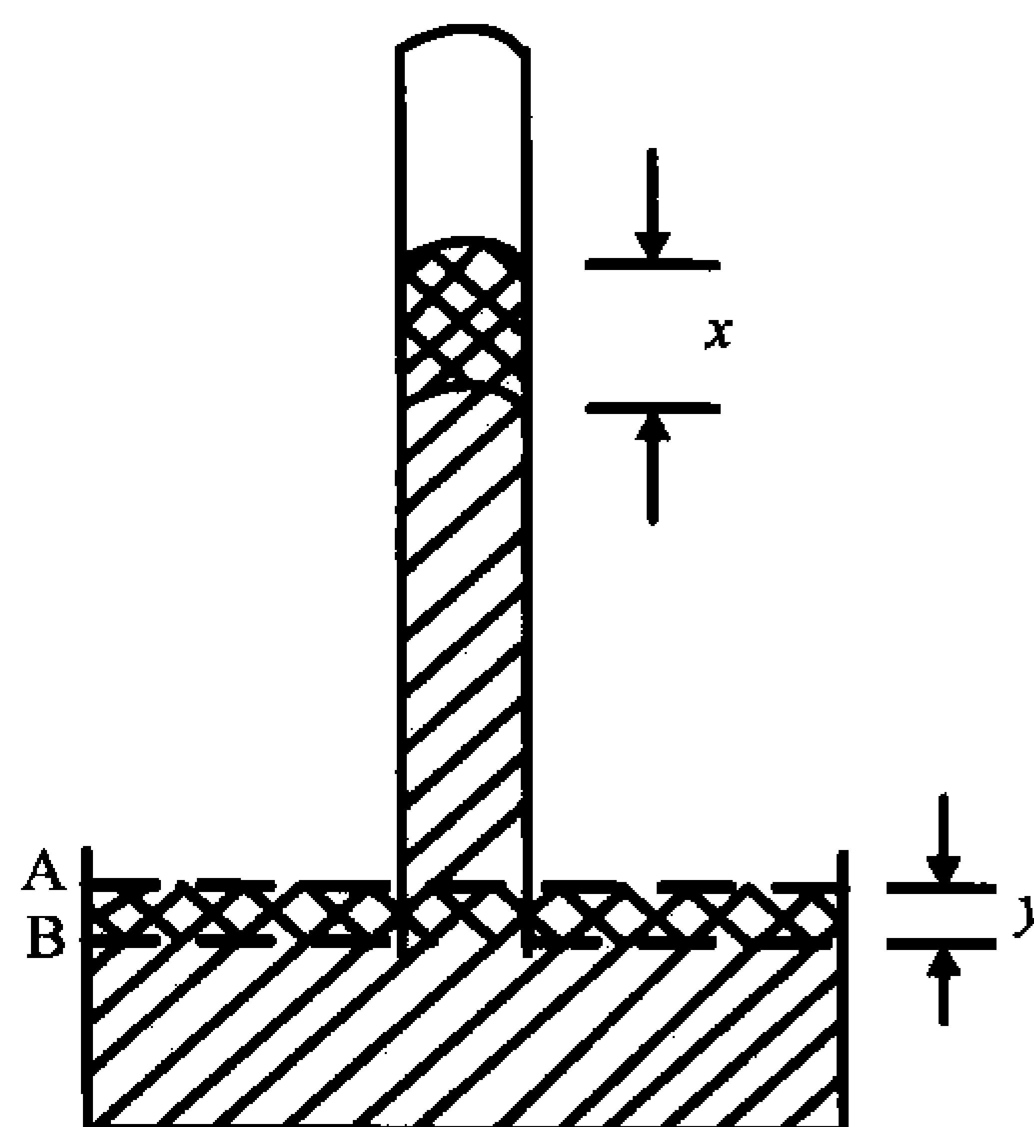


图 7.4　补偿标尺原理

可见，由于 a，A 及 a'是一定的，气压变化 1 mmHg，水银柱的实际变化高度 x 是固定的。若将 x mm 的水银柱高度变化刻度成气压变化 1 mmHg，就不需要改变标尺零点，直接从标尺上读出实际气压值，也就是说在气压标尺上的 1 mmHg 实际上代表 x mm 的长度，这就是补偿标尺的原理。

国产定槽式气压表取(7.1.6)式中的右边第二项为 1/50，即

$$\frac{a}{A - a' + a} = \frac{1}{50}$$

因此气压表上气压 1 mmHg 的刻度实际上只是 0.98 mm 长。

7.1.1.3　水银气压表的示值订正

水银气压表的示值，只表示观测条件下所测得的水银柱高度。实际气压受仪器误差、温度和测点位置的影响。器差是由于制造条件的技术限制，以及制造材料的特性差异等造成的。温度变化不但会引起水银密度改变，还会使刻度标尺的长度随温度变化而伸缩。测站位置不同会造成测站当地的重力加速度与标准重力加速度不同。因此，水银气压表的示值，必须经过仪器误差订正后再订正到标准状态下的水银柱高度(h_0)。这种订正称为水银气压表的读数订正，主要包括器差订正、温度订正和重力订正。

器差通过检定获得。温度订正和重力订正(包括纬度重力订正和高度重力订正)均可通过一定的公式进行计算。以前由于计算条件的限制，常采用查表的方法进行，现在大都采用计算机进行自动计算。水银气压表在经过各种订正后的气压测量准确度一般应达到±0.3 hPa。

由于水银污染严重，且水银柱高度不易自动采集，难以实现自动化测量，在气

象业务中已逐渐被淘汰。我国民航机场和部队气象台站在业务中均已不再使用水银气压表。

7.1.2　空盒气压表

7.1.2.1　测压原理和结构

空盒气压表是一种测定气压的轻便仪器(见图 7.5),携带方便,操作简单,适合于野外条件下使用;但测压准确度比水银气压表低,所以,台站平时只将它作为备用仪器。

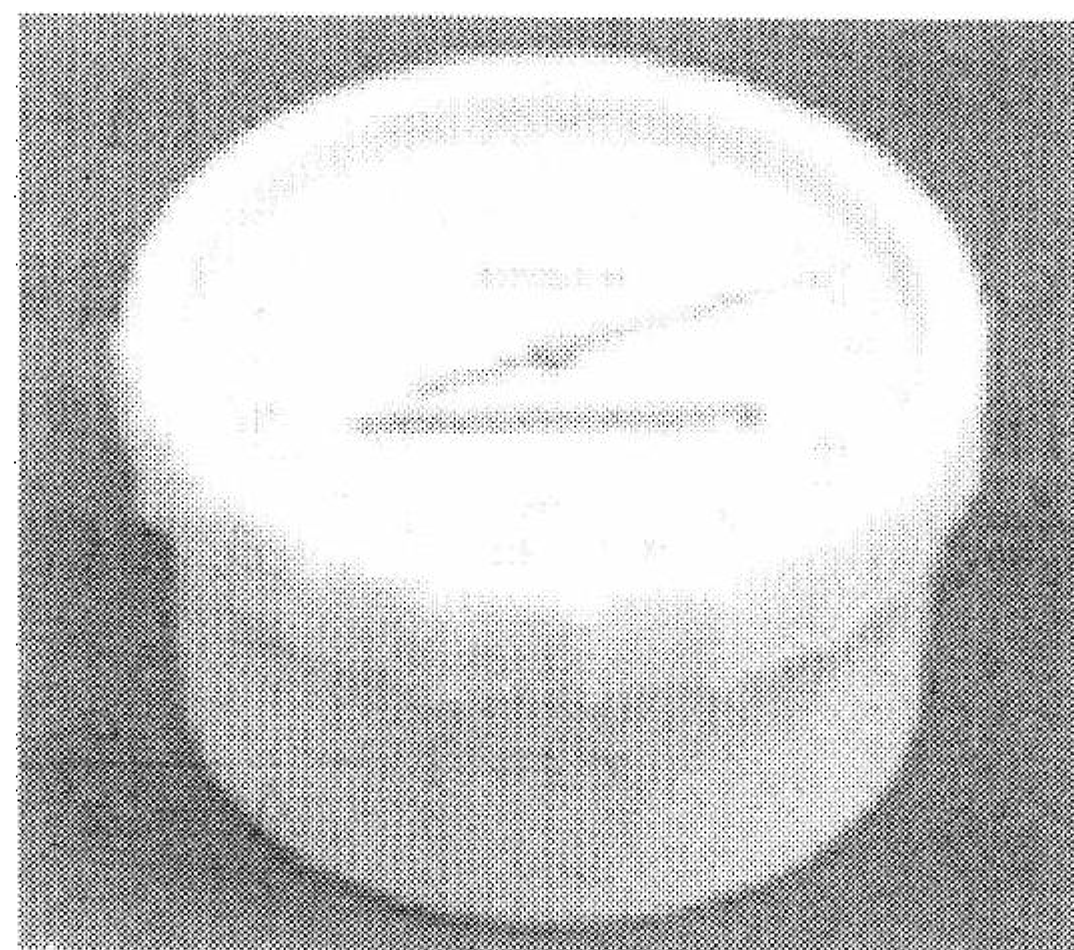


图 7.5　空盒气压表

空盒气压表是以金属弹性膜盒作为感应元件,利用金属弹力和大气压力相平衡的原理来测定气压的。感应元件通常是由两片金属膜焊接成的扁圆形空盒。盒内抽成真空,或者残留少量气体。空盒底部固定,顶部可以自由移动,大气压力变化引起空盒变形,使膜盒中心上下位移,直至膜片形变后产生的弹性应力和气压相平衡为止。因此,空盒形变位移的大小就与气压有关,而形变位移通过与之相连的指针指示,如图 7.6 所示。为了提高测压灵敏度,常常把几个空盒串接在一起组成空盒组。

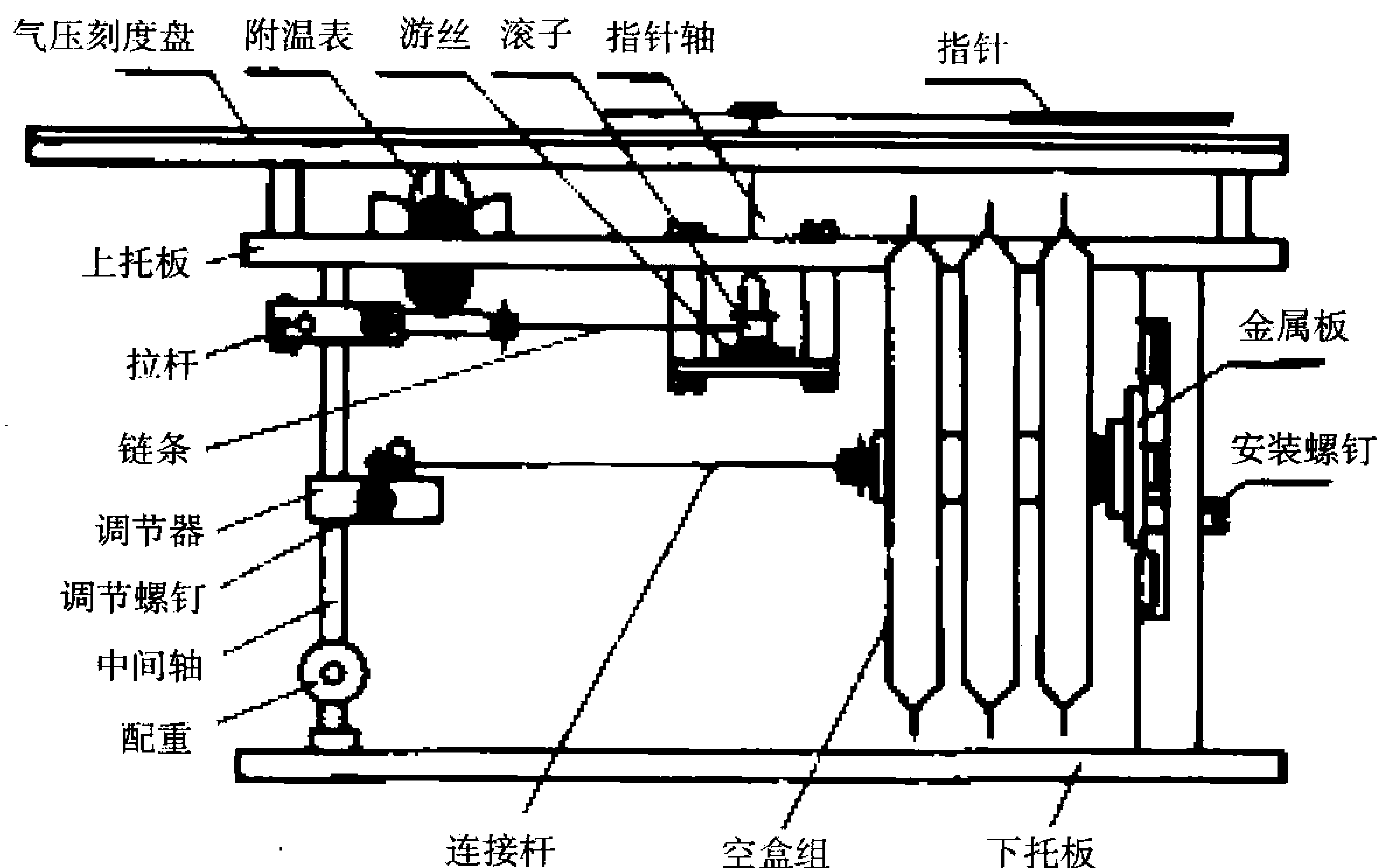


图 7.6　空盒气压表的内部结构(侧视)

过去,空盒的位移量均是通过机械传递的方式进行放大指示的,如图 7.6 所示。目前已有将位移量转换为电量进行测量。例如将电容的一个极板与空盒的自由端相连,空盒形变就改变了电容极板之间的距离,从而改变电容值,将此电容连接到测量电路中,就可通过对电容的测量来指示出气压值。美国业务使用的自动观测系统中就采用了这种空盒气压传感器。

7.1.2.2　主要误差来源

空盒的形变位移与气压的关系,主要决定于膜片的材料性能、波纹形状和波纹深度。因此,空盒的特性是影响空盒气压传感器性能的重要因子,也是引起误差的主要原因。

(1)弹性后效

弹性空盒随气压变化而发生形变,当气压稳定后,其形变仍将继续,这种弹性形变落后于弹性受压作用的现象,称为弹性后效。图 7.7 表明,当气压由 1000 hPa 降低到 100 hPa 时,空盒位移由 O 点变化到 N 点,如果气压维持在 100 hPa 不变,但空盒的形变并不停止,而是继续由 N 点变化到 M 点,造成测量误差。

空盒弹性后效所引起的一个显著现象是空盒的升压特性曲线和降压特性曲线不一致,形成滞差环。图 7.8 表明,当气压由 1000 hPa 降至 100 hPa 时,检定曲线为 OaP;由 100 hPa 回升到 1000 hPa 时,检定曲线为 PbO;两条检定线构成一个封闭曲线,称为滞差环。

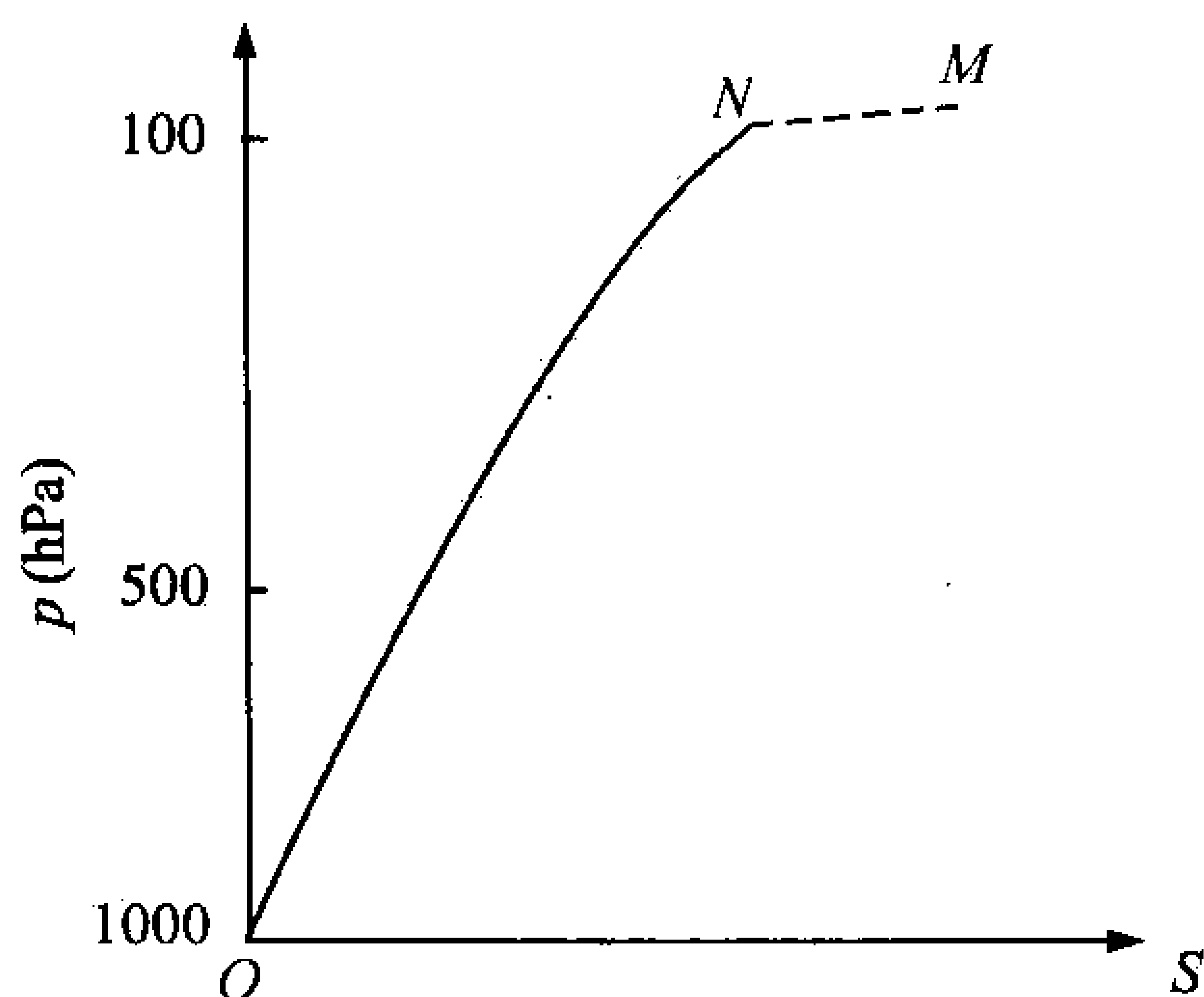


图 7.7　弹性后效现象

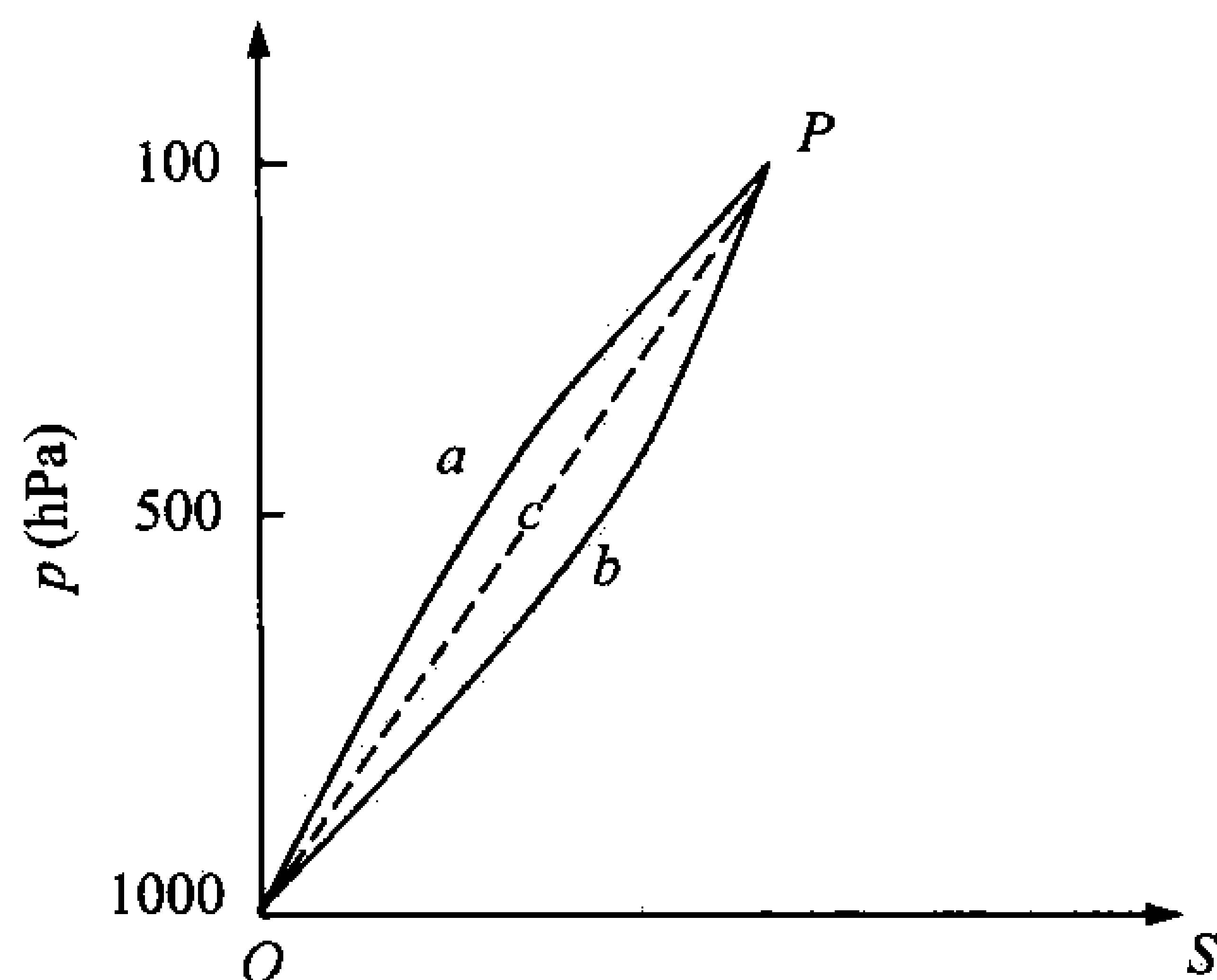


图 7.8　滞差环现象

显然,当气压有大而急剧的变化时,例如出现强阵风时,气压会突然增大然后减小;或者遇到台风时,气压也会在短时间内出现较大的变化,如果气压回复到原来的状态,但由于空盒存在滞差环现象,其指示的气压值就与实际气压值存在偏差,即滞差。在地面上测量气压时,很少遇到气压的这种急剧变化,滞差一般不会很大。

(2)温度效应

温度效应对测量的影响表现在两方面，一是空盒的弹性随温度变化，当温度升高时，空盒弹性减小；温度降低时，弹性增大。二是空盒材料会随温度变化而热胀冷缩。消除或减少这种温度效应引起的误差，主要有三种方法：

1)选用恒弹性合金材料，使弹性模量的温度系数很小，如采用镍铬钛合金。

2)双金属片补偿法。双金属片安装在空盒底部的基座上，温度升高，空盒的弹力减弱，使空盒顶部自由端下降 $d\delta$；在底部的双金属片因温度升高而变形，使空盒底座提高 ds；当 $ds = d\delta$ 时，空盒的温度效应可得到补偿，如图 7.9 所示。根据理论分析，双金属片补偿法只能在一个气压点上实现温度误差的完全补偿；对其他气压点，只能部分补偿。

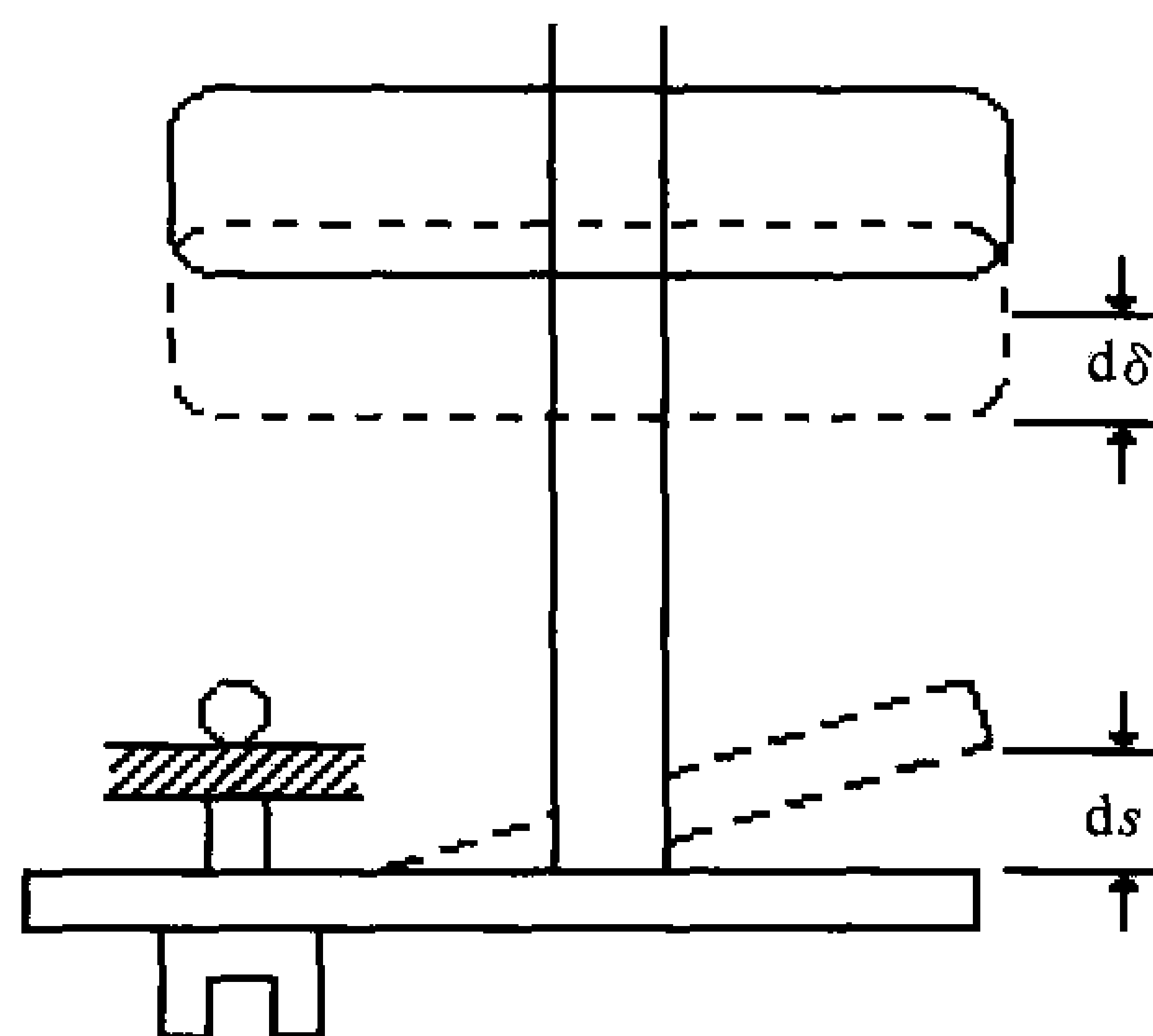


图 7.9　双金属片温度补偿示意图

3)残留气体补偿法。在制造空盒时，其内部不完全抽成真空，而是残留一定量的气体。温度升高，空盒的弹性应力减小，而盒内残余气体的压力却增大；当这两种变化相等时，空盒的温度效应可得到补偿。理论分析表明，残留气体补偿法只能在两个气压点上实现温度误差的完全补偿；而对其他气压点则只能部分补偿。

随着微处理技术的应用，温度效应的补偿除了可以从硬件上实现外，也可以从软件上实现。

除了上述弹性后效和温度效应引起的误差外，还会因空盒金属的缓慢变化造成气压表的长期稳定性误差。这种影响只有定期地与标准气压表进行对比才能得出。为了保证空盒气压表测量的准确性，空盒气压表一般应每隔半年就要与标准气压表进行定期比对。

WMO 规定，空盒气压表应满足下述要求：

1)必须有较好的温度补偿，当仪器的温度变化 30℃时，读数的变化量不超过 0.3 hPa。

2)任何一点的标尺误差不应超过±0.3 hPa，而且在正常使用条件下，至少一年内仍然符合这个要求。

3)迟滞误差必须很小，以保证在 50 hPa 气压变化前的读数与回到原值后的读数之间的差异不超过 0.3 hPa。

4)经过运输后，应仍能符合上述要求。

7.1.2.3 空盒气压表的读数订正

由于上述各种误差原因，空盒气压表的读数必须经过一定的订正后才能得到较准确的本站气压，包括刻度订正、温度订正和补充订正。

(1)刻度订正

空盒气压表在制造过程中，由于部件不精细、装配不准确和刻度不均匀等原因引起的误差，称为刻度误差。订正气压读数的刻度误差，称为刻度订正。刻度误差可从仪器检定证中的刻度订正曲线上查取，随着气压的不同而不同的。

(2)温度订正

虽然空盒气压表在制造时采取了一定的温度补偿措施，但由于只能在个别气压点上实现完全补偿，因此还必须对其温度误差进行订正。订正时，先从仪器检定证中查出温度系数 α(hPa/℃)，然后根据空盒气压表附属温度表测量的温度值，由(7.1.7)式计算出温度订正值 Δp

$$\Delta p = \alpha t \tag{7.1.7}$$

式中 t 称为表温(℃)。

(3)补充订正

空盒弹性后效引起的测压误差，一般采用定期地，通常是每隔半年，与标准水银气压表进行比对观测，来求出误差订正值，称为补充订正值。

空盒气压表在经过上述订正后，所得到的气压测量准确度一般可达到±0.5 hPa，性能较好的可达到±0.2 hPa。

7.2 谐振式测压

7.2.1 振筒气压仪

7.2.1.1 谐振式传感器的一般结构

振筒气压仪采用机械谐振式传感器(振筒)作为压力传感器。机械谐振式传感器一般由谐振子、激振子、拾振子、放大器和输出检测装置等部分组成，如图7.10所示。

谐振式传感器有两个重要环节，第一个环节是闭环自激环节，是构成谐振式传感器的条件；第二个环节是信号检测、输出环节，是实现检测被测量的手段。谐振子是传感器的核心部件，工作时以其自身固有的振动模态持续振动。谐振子的振动特性直接影响着谐振式传感器的性能。振筒气压仪的谐振子为振筒。信号检测器和激励器是实现机电、电机转换的必要手段，为组成谐振式传感器闭环自激系统

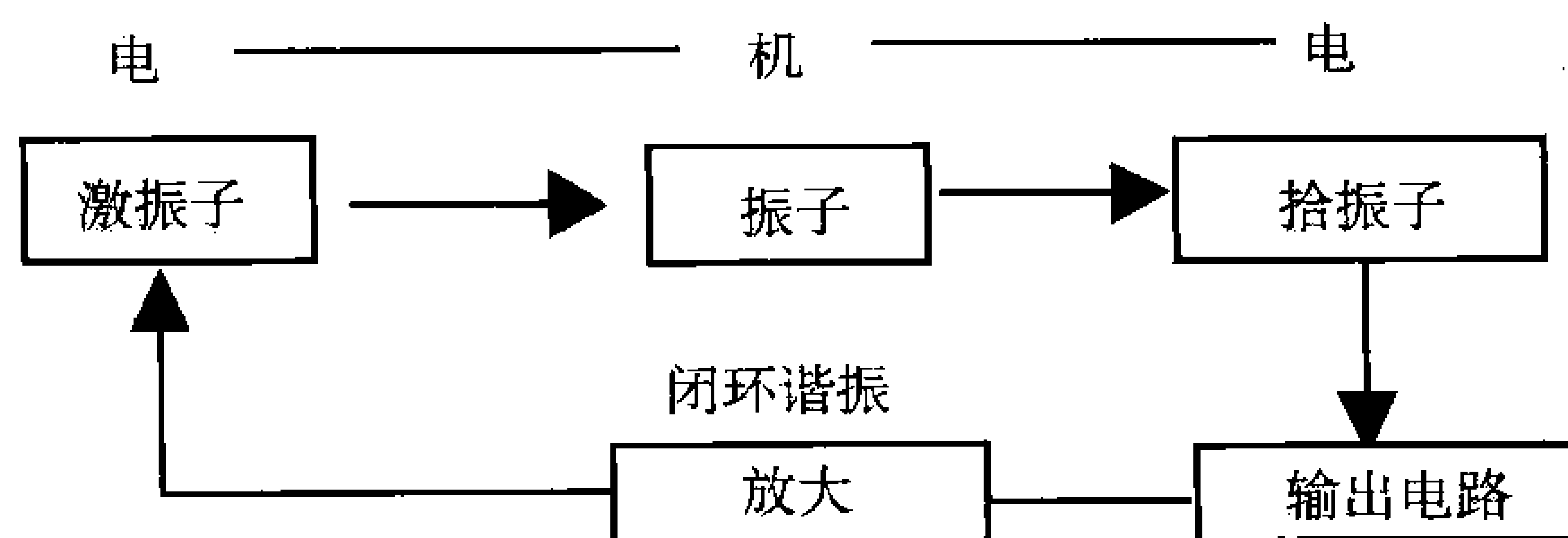


图 7.10　谐振式传感器的一般结构

提供条件。振筒气压仪采用正逆压电效应来实现机械能和电能的相互转换。相移放大器与激励、检测手段密不可分，用于调节信号的幅值和相位，使系统能可靠稳定地工作于闭环自激状态。检测输出装置用于检测周期信号的频率或周期、振幅值或振幅比、相位或相位差。补偿装置主要用于对温度误差进行补偿。

在这个机械谐振式传感器中，存在着两种振荡，一种是振子的机械振荡，另一种是检测电路的电振荡。振子自身具有一个固有的谐振频率，当激振子提供的激振力的振荡频率与振子的固有频率相等时，振子就会产生谐振，振幅最大，拾振子产生的电信号才能满足谐振电路的振荡条件，使电路也处于谐振状态。可见，电路的谐振频率必须等于振子的固有频率；否则，激振子将电路电能转换得到的激振力的振荡频率就会偏移振子的固有频率，振子就会渐渐停振。所以，机械谐振式传感器的机械振荡的频率和电振荡的频率是协调一致的，都统一在了振子的固有频率上。只要测量出电振荡的频率，就可以测量出振子的振荡频率。

7.2.1.2　振筒气压仪的结构和原理

振筒气压仪如图 7.11 所示，从数字显示窗口能直接获得气压数值，RS-232 串行口可与计算机相连，实现气压测量的自动化和数字化。仪器分辨力为 0.01 hPa，测量准确度为±0.4 hPa。其主要部件就是一个谐振式振筒气压传感器，如图 7.12 所示，左边的为振筒，右边的为带有测量电路的成品气压传感器。

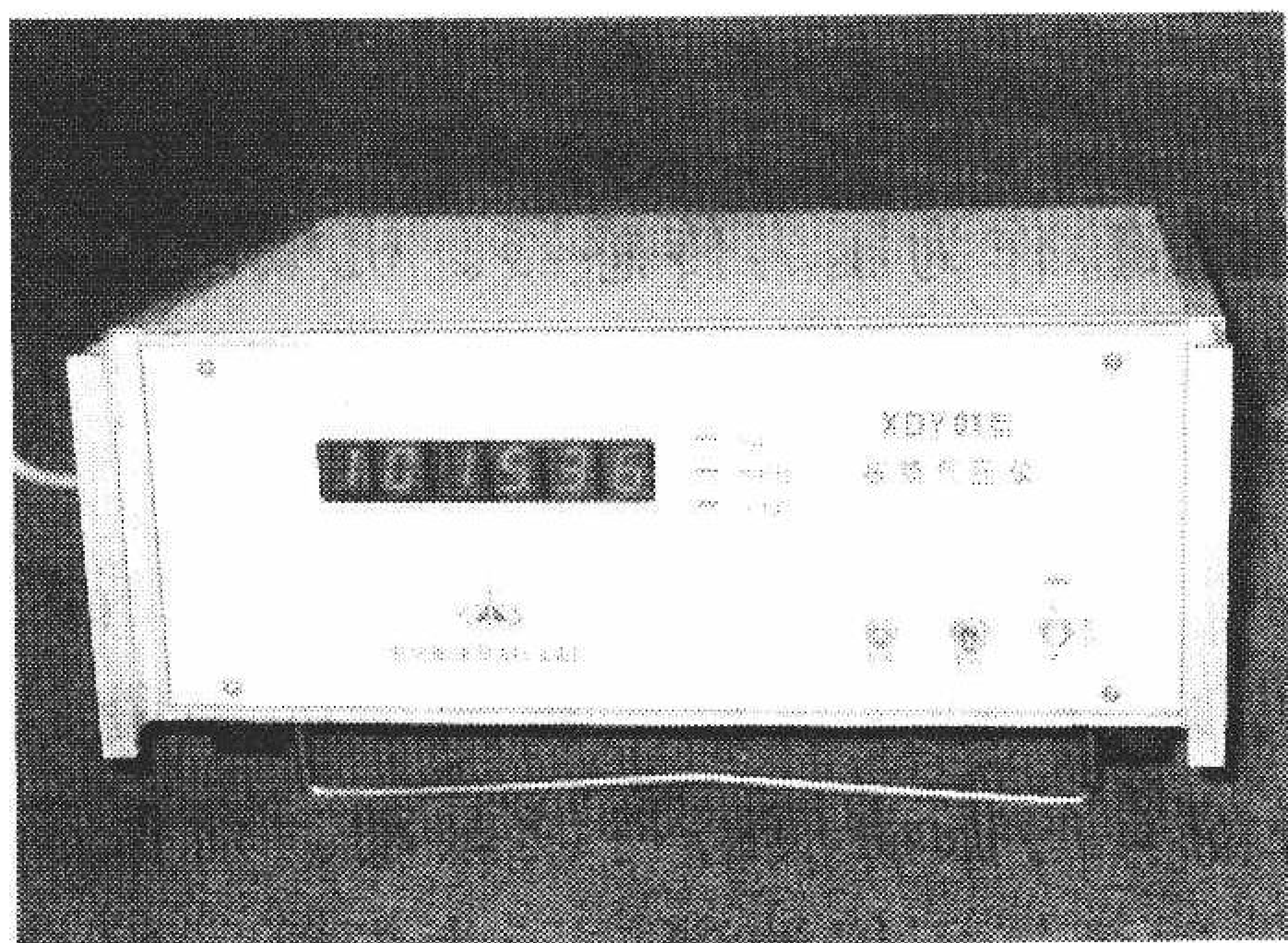


图 7.11　振筒气压仪

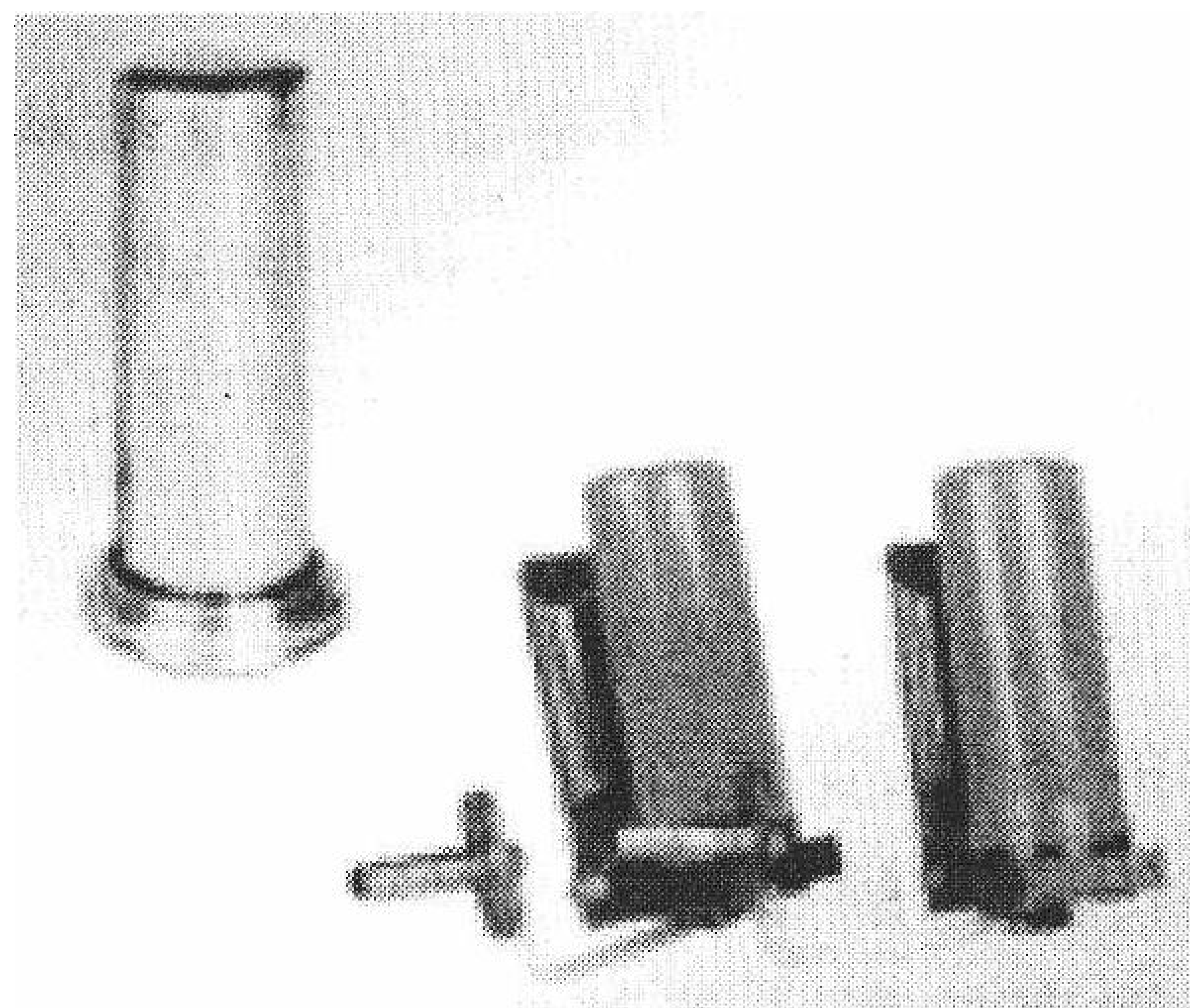


图 7.12　振筒气压传感器

根据弹性力学知识,振筒的固有谐振频率是振筒的等效刚度 σ_e 和等效质量 m_e 的函数,可表示为

$$f = \frac{1}{2\pi}\sqrt{\frac{\sigma_e}{m_e}} \tag{7.2.1}$$

气压改变后,使空气的密度发生改变,从而引起空气阻尼改变,这样作用于筒壁的应力改变,振筒的有效刚度改变,振筒的谐振频率也就发生改变了。振筒在气压为 p 时的谐振频率与气压之间的关系可简单地表示为

$$f_p = f_0\sqrt{1+\beta p} \tag{7.2.2}$$

式中 f_0 为振筒内外压力差为零时的固有振动频率,只决定于振筒的尺寸和材料特性。β 为振筒的压力系数。

振筒压力传感器的内部结构如图 7.13。其中 2 为振筒,其厚度只有约 0.08 mm,圆筒一端密闭,可以自由运动,另一端固定在基座上;在振筒的外侧再套上一个保护筒 1,振筒与保护筒间抽成真空,构成了参考腔 3,气压从进气嘴引入振筒内的工作腔 6,作用在振筒弹性体内壁上,使弹性体产生张力。保护筒还起到电磁屏蔽作用和机械支撑作用。5 是拾振陶瓷压电片,拾振压电片将拾取的振筒筒壁的应变信号通过正压电效应转换为电信号,并通过谐振放大电路 A1 放大后正反馈给激振压电陶瓷片,激振压电陶瓷片通过逆压电效应产生压力应变,引起筒壁变形。激振压电陶瓷片和拾振压电陶瓷片均紧贴在筒壁上。当被放大的激励信号满足相位要求并足以克服振动阻尼力时,筒体便维持谐振状态。在振筒内壁上还贴有温度传感器,放大器 A2 将温度传感器测得的振筒温度/电压信号 $V(t)$ 放大后,送到 A/D 芯片上,用于对压力传感器进行温度补偿。

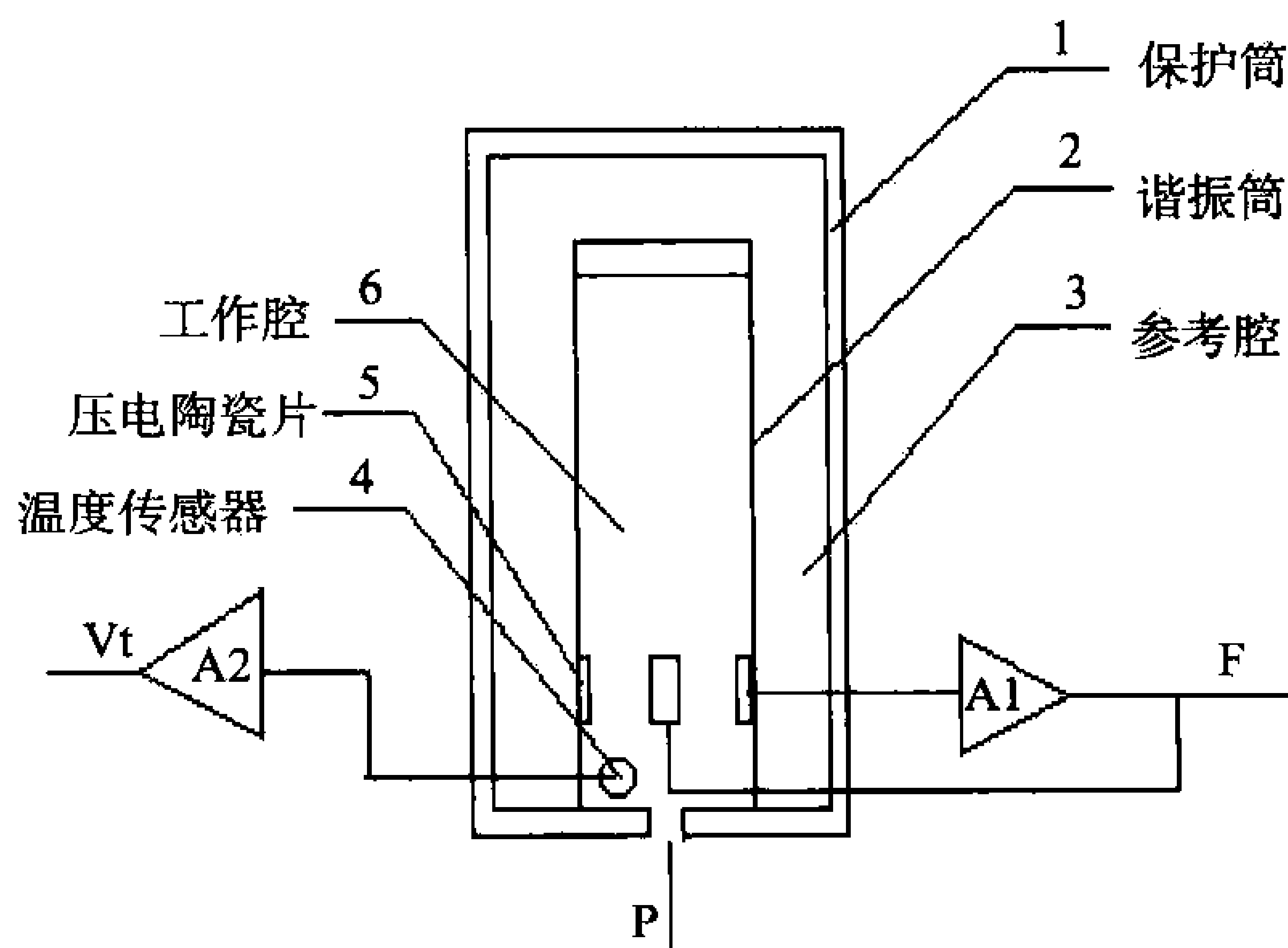


图 7.13　压电式谐振筒压力传感器的结构

7.2.1.3 主要误差来源

振筒压力传感器的输出量是频率。当发生外界冲击、振动、加速运动和电源电压变化时，其输出频率的变化均很小，性能稳定，测量准确度高，被广泛应用于各种压力测量中，如飞机的高度表即采用振筒压力传感器。但温度和质量效应却会引起振筒固有谐振频率发生改变，从而使传感器产生测压误差。

(1)温度效应

振筒谐振频率的改变，实际上是由于空气的密度发生改变后，引起了振筒的有效刚度发生变化而造成的。在同样的气压下，空气的温度不同时，其密度也不同，即空气温度的改变也会引起振筒谐振频率的改变，从而造成气压测量误差。温度变化为－50～50℃时，所引起的振筒固有频率的变化量约有1%。因此，温度效应所引起的测压误差不能忽略，必须进行补偿。

一种补偿方法是在振筒气压传感器中增加一个温度传感器用以测量温度，并在智能测量电路中嵌入定标方程。定标方程大多是在检定过程中，同时测量温度、气压和振筒谐振频率数据，通过回归拟合得到。下式是某个振筒气压传感器的定标方程

$$p = a_1 + a_2\tau + a_3\sqrt{\tau} + a_4\frac{1}{\tau^2} + a_5\frac{V}{\tau^3} + a_6\frac{1}{\tau^4} + a_7V + a_8V^4 \qquad (7.2.3)$$

可以看出，气压 p 与振筒振荡周期 τ 和振筒温度电压值 V 之间是一个非线性的复杂关系。通过定标方程的计算，在检定的温度范围内，温度影响可基本消除。

(2)质量效应

振筒内部是与大气相通的，如果大气污染比较严重，特别是在盐分较大的海边，空气中的灰尘和盐分有可能在振筒的内壁上沉积，增加振筒质量，改变谐振频率；另外，空气中的水汽也有可能附着在振筒内壁上或凝结成水滴，同样也会增加振筒质量，改变振筒的谐振频率，造成测压误差。

一般，可在振筒进气口加装过滤丝网和干燥剂，减少水汽以及较大尘粒进入振筒内部，以减小测压误差。在湿度较大的地区使用振筒气压仪，要经常检查进气口处的干燥剂是否失效，如果失效，应及时更换。

(3)电路参数变化和干扰

仪器电路参数变化、故障以及电磁干扰等均会造成显示闪烁，示值不稳定，甚至出现短时间内示值增大或减小 1 hPa 以上的情况。若出现这种情况，可按清零键使仪器重新恢复正常；若不能恢复正常，应及时停止使用和送修。

7.2.2 石英振梁气压仪

石英振梁气压仪是利用石英晶体振动梁的谐振频率随作用于其上的应力而变

化的原理制成的。石英振梁压力传感器由石英晶体振动梁、隔离波纹管、平衡质量块、支撑结构梁和外壳等部分组成,内部有一个真空参考腔。如图 7.14 所示。

气压作用在波纹管内腔的有效面积上,产生弹性力作用于杠杆,其力矩与石英晶体的应力力矩相平衡,引起石英晶体振动梁所受应力的变化,进而引起其谐振频率发生变化。通过测量电路测量出石英晶体振动梁的谐振频率就可以得到准确的被测气压值。测量时,传感器完全不与被测气体直接接触,而是通过波纹管将压力传给敏感元件,有效地避免了被测气体对敏感元件的污染。平衡质量块用于平衡加速度的影响,使传感器对线性加速度和振动都不敏感。

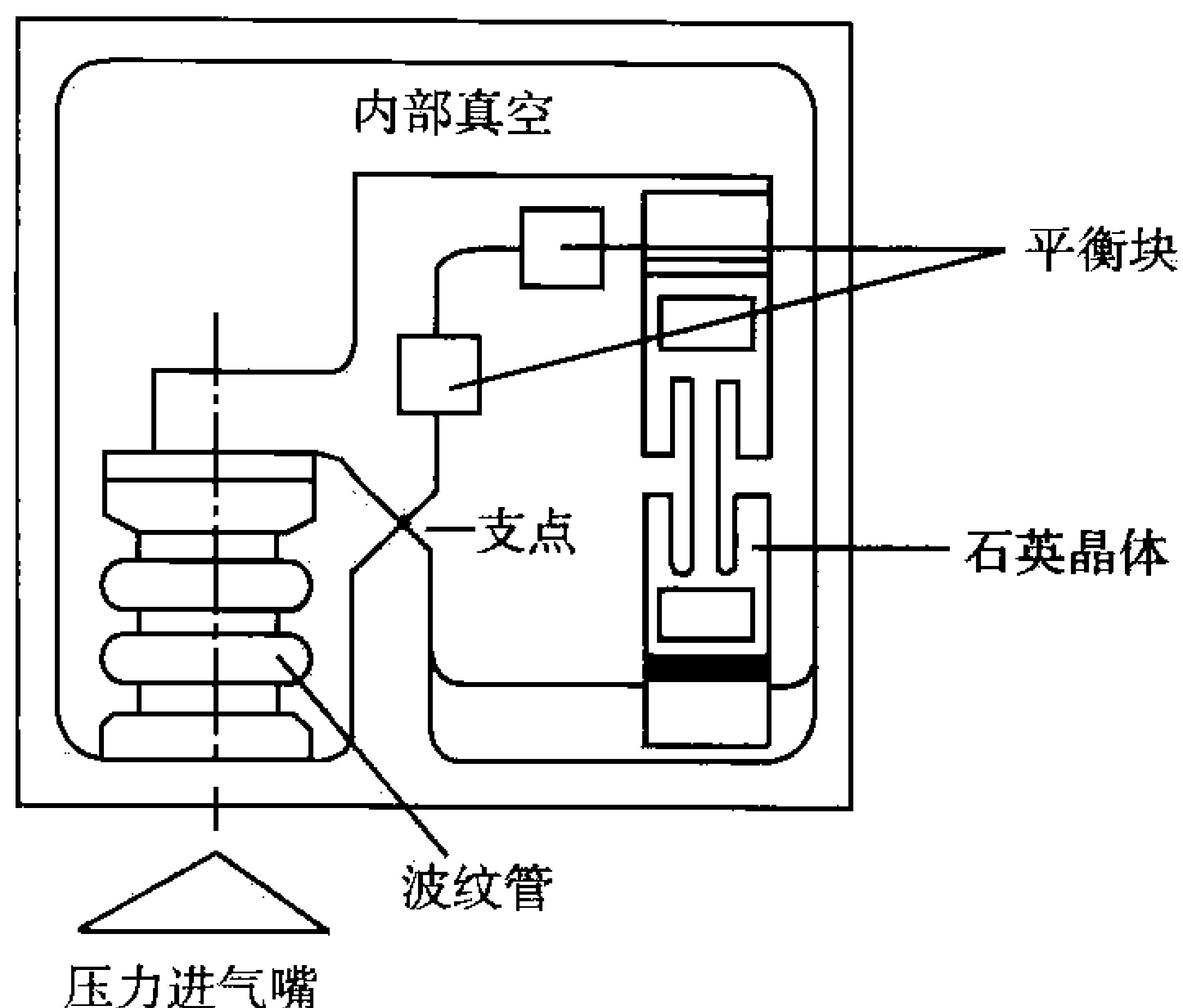


图 7.14 石英晶体谐振梁压力传感器结构

石英振梁气压传感器具有很高的测量准确度和长期稳定性,常作为气压的计量标准仪器。图 7.15 是美国的 740-16B 型石英振梁标准气压仪,其测量分辨力达到 0.001 hPa,最大允许误差为 0.01%,即气压为 1000 hPa 时,测量误差不大于 0.1 hPa。

7.3 其他测压方法

7.3.1 硅压阻气压传感器

7.3.1.1 结构原理

硅压阻传感器是一种当前国际上先进的压力传感器,1960 年代初出现,随着半导体工业和集成电路的迅速发展,到 1970 年代已在航空、宇航及其他领域得到了广泛应用;目前,其性能已更趋完善,应用范围也更为广泛。

硅压阻压力传感器基于单晶硅材料的压阻效应。半导体材料在应力作用下,禁带宽度将发生变化,从而引起载流子的浓度和迁移率变化,使材料的电阻率改变。

硅压阻气压传感器主要由外壳、硅杯和引线组成。在膜片的两侧,一边抽成真空,一边与外界空气相通,分别称为低压腔和高压腔,如图 7.16 所示。其核心部件是一圆形的硅膜片,直径仅几毫米。通常制成四周带圆环的硅杯,如图 7.17a 所

示。膜片上有四个用集成电路工艺制成的等值电阻(图 7.17b),接成电桥形式,如图 7.17c 所示。



图 7.15　美国 740-16B 型石英振梁标准气压仪

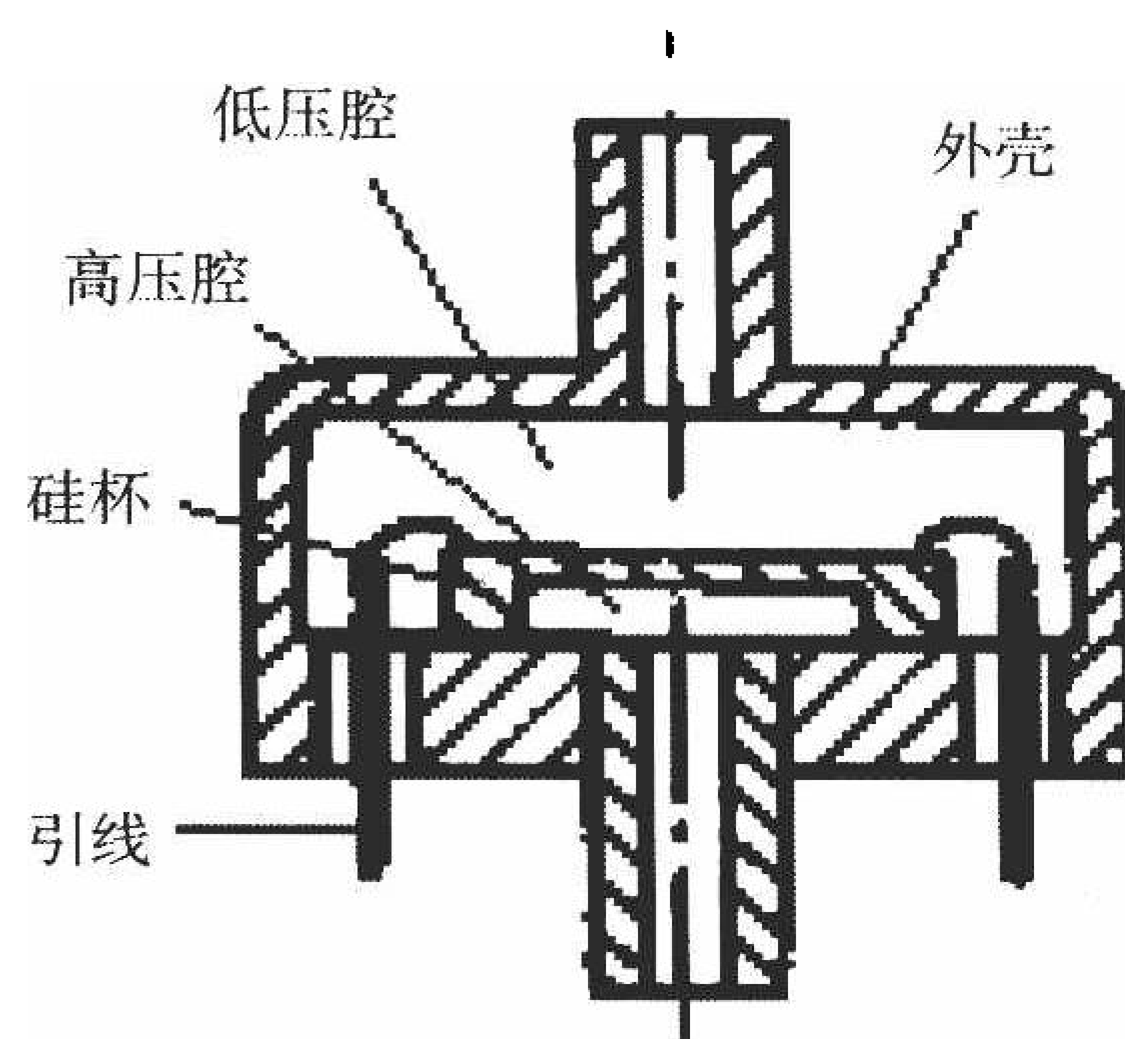


图 7.16　硅压阻压力传感器结构

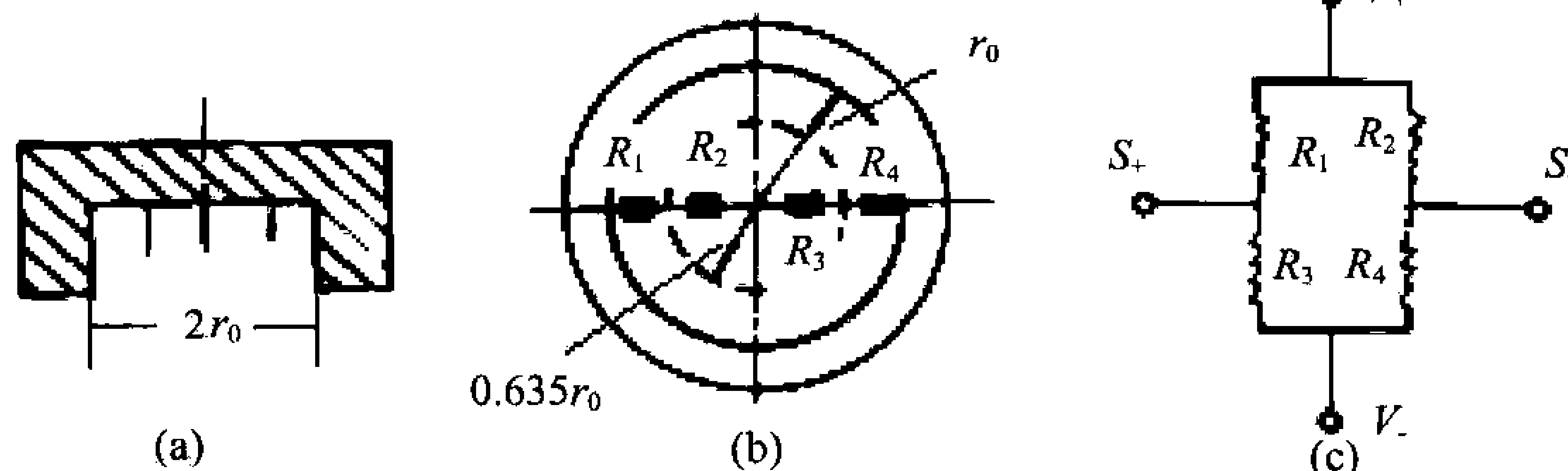


图 7.17　硅环及桥路电阻布置图

若膜片两边存在压力差,四个电阻在应力的作用下,阻值发生变化,电桥失去平衡,输出相应的电压。经过放大,A/D 转换和 CPU 处理后,利用电桥输出电压与膜片两边压力差的关系,即可测量出气压。

对于周边固定的膜片,在均匀分布的压力 p 作用下,将产生应变,其随径向距离的分布如图 7.18 所示。ε_t 表示切向应变,ε_r 表示径向应变。切向应变是拉应变,在 $r=r_0$,即在膜片的周边上 ε_t 为 0,膜片中央切向应变最大。而对于径向应变,在距中心 $r_0/\sqrt{3}$ 处,ε_r 为零;在距中心小于 $r_0/\sqrt{3}$ 的距离上为拉伸应变,在距中心大于 $r_0/\sqrt{3}$ 的距离上为压缩应变。因此,应在距中心 0.635r_0 半径的内外各扩散两个电阻,并适当安排它们的位置使它们应变的绝对值相等,符号相反,就可以得到最大的输出灵敏度和最理

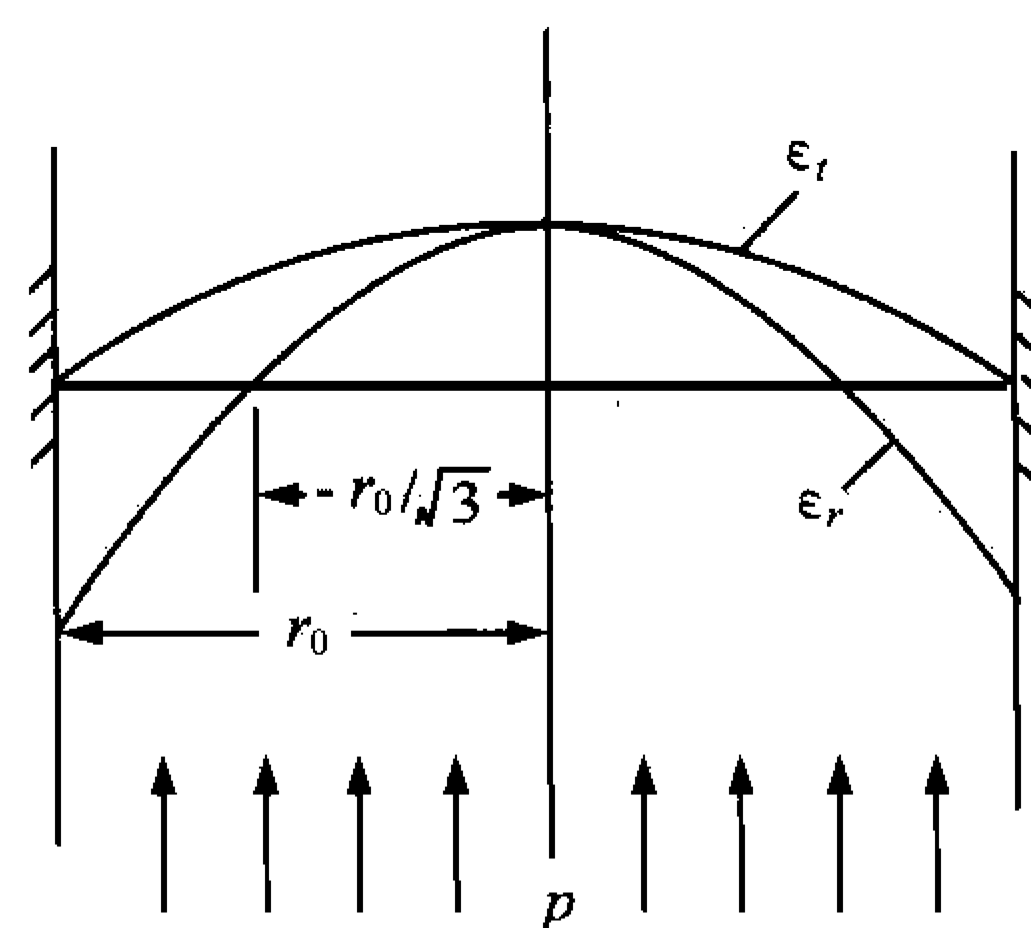


图 7.18　圆膜片应变分布曲线图

想的线性。

7.3.1.2　特点

硅压阻传感器用于气压测量,具有以下显著的优点:

(1)灵敏度高:其灵敏度系数要比金属丝式应变片高约 50～100 倍,因此其输出信号强,可达 100 mV 左右;

(2)频率响应高:传感器小而轻,膜片直径小,刚度大,因此其自振频率很高,通常在几十千赫兹以上;

(3)结构简单,可微型化:压阻元件的制造采用半导体集成电路工艺,因此其尺寸可以最大限度的小型化(外径可小于 1 mm),满足密集安装的要求,还可与 CPU 电路相集成,制成“智能传感器”;

(4)准确度高:由于没有一般传感器所具有的传动件和粘贴件,因此其非线性和滞后都非常小。目前,一般准确度为 0.1%～0.05%,较高的可达 0.01%;

(5)工作可靠,抗振、抗干扰能力强。

由于半导体受温度影响大,压阻元件的温度系数较大,因此使用的温度范围受到一定限制,通常用于 150℃以下。对于气象应用来说,温度影响较小,还可以采用硬件和软件的方法对温度影响加以补偿。

我国目前已成功地将硅压阻传感器应用在电子探空仪上。由于硅压阻传感器的机械加工困难,硅膜的制造工艺要求高,成品率较低,元件必须经过筛选,才能满足要求。

7.3.2　巴登管气压传感器

巴登管又称波顿管或巴塘管,是一种重要的压力敏感元件,广泛应用于工业部门。巴登管一般由弹性金属材料制成,是一种扁平状、弯曲成半圆形的管子,一端封闭,另一端通气、固定。当管内气体压力变化时,管子伸展或弯曲,自由端产生正比于压力变化的位移,用传动放大机构带动指针,可直接指示出管内气体的压力。气象部门常用的氢气压力表就是采用这种传感器。

最近,国外用熔融石英制成了石英巴登管及石英巴登管压力传感器,图 7.19 是石英巴登管气压计原理图。将石英巴登管抽成真空,其外表感受气压变化,采用螺旋光高跟踪器跟踪自由端的位移,再用计数器得出测量值。由于石英巴登管的长期稳定性较差,但重复性很好,寿命长,测量准确度很高,通过校准,在较短的时间内可作为压力的一等标准器使用。国内多用美国 RUSKA 公司的 6010 或 7010 型石英巴登管压力控制仪,如图 7.20,其集压力调节控制与测量于一体,测量范围为 10～1700 hPa,测量准确度优于 0.05 hPa。

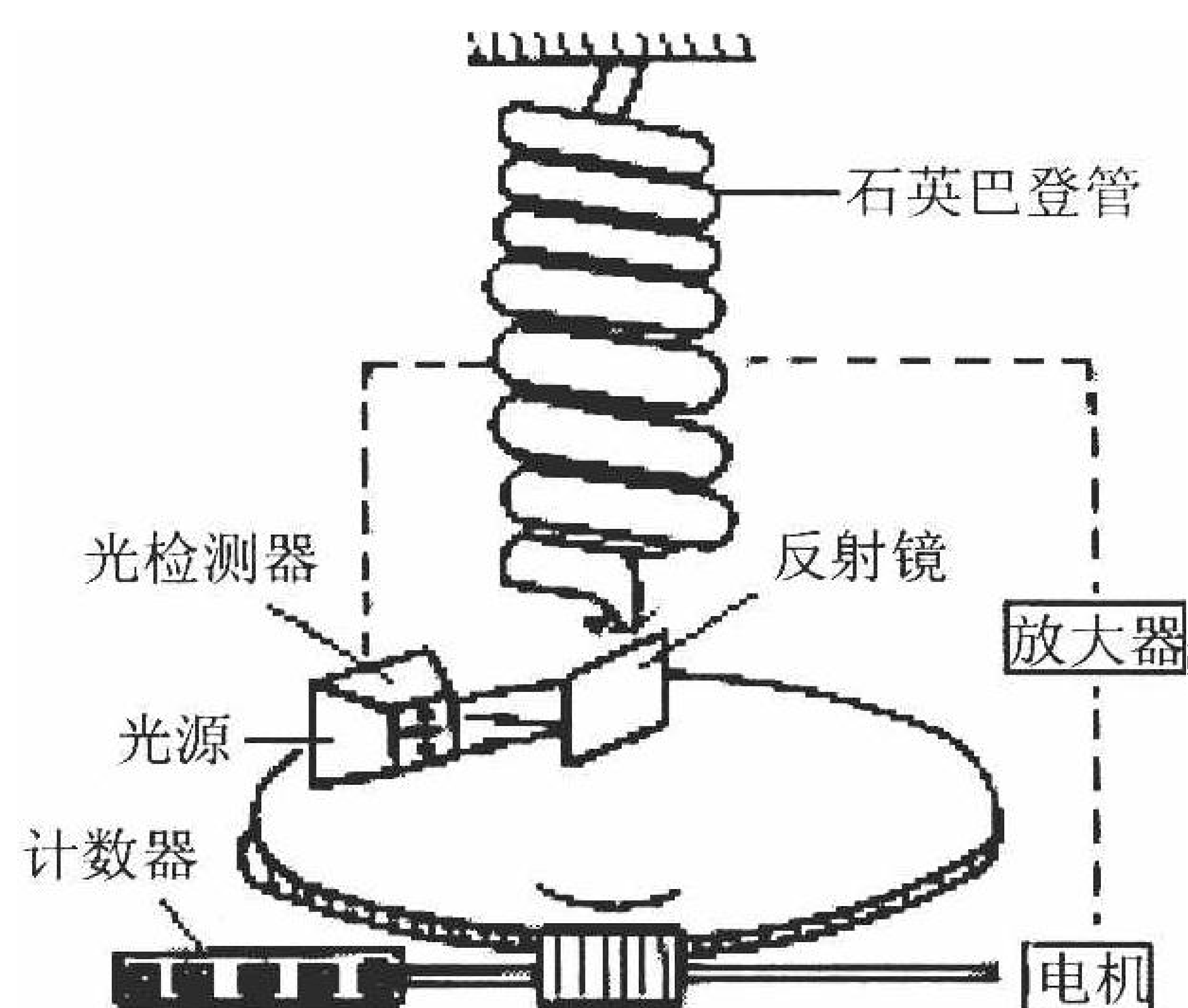


图 7.19　石英巴登管气压计原理图

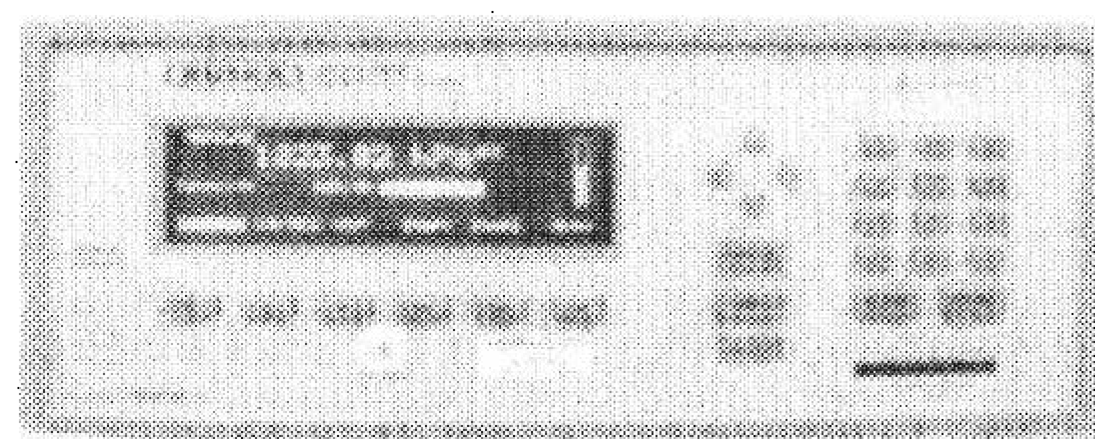


图 7.20　7010 型石英巴登管压力控制仪

7.3.3　沸点气压表

7.3.3.1　结构原理

液体的沸点温度随气压按一定规律而变化，测量液体沸腾时的温度就可得到气压值。温度测量已可达到很高的准确度，因此用此方法测量气压也可得到较高的准确度。

沸点压力瓶的构造如图 7.21 所示。沸腾室内有双层玻璃套管，测温热敏电阻安置在内管中心，沸腾室外绕有加热电阻丝，并与大气相通，沸腾的蒸汽沿内管上升至外管，沿冷凝管冷凝成液体流回储存室。为了克服液体过热的影响，热敏电阻外包有纱布，纱布的尾端浸入液体内。将液体加热至沸点，液体表面的饱和蒸汽压将与大气压力相平衡，测定液体的沸点温度就可换算出大气压力。

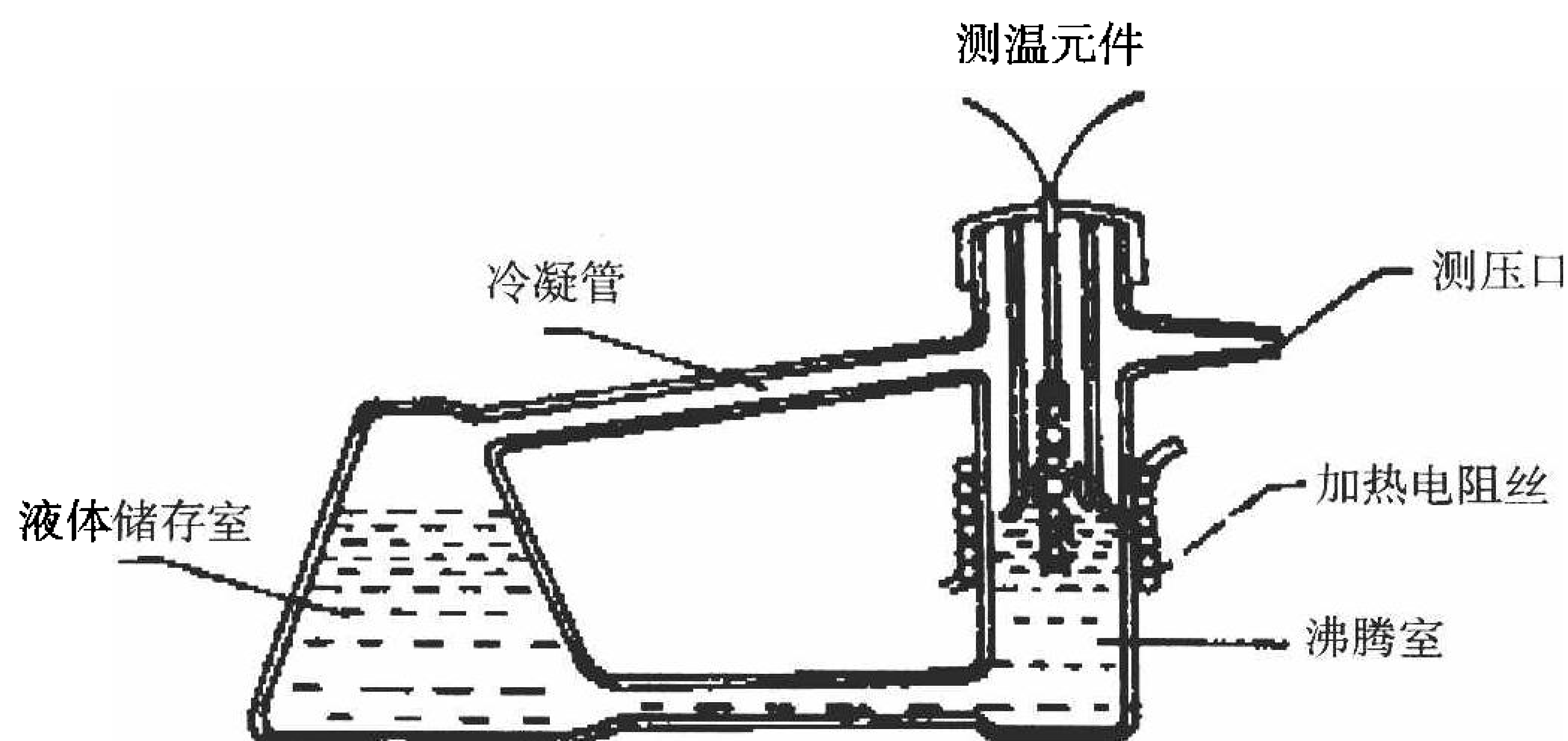


图 7.21　沸点压力瓶

液体的饱和蒸汽压 p 与沸点温度 T_b 满足克劳修斯-克拉珀龙方程

$$\frac{\mathrm{d}\ln p}{\mathrm{d}T_b}=\frac{L}{RT_b^2} \tag{7.3.1}$$

式中 L 为汽化潜热，R 为气体常数。整理后可得

$$\frac{\mathrm{d}T_b}{\mathrm{d}p}=\frac{RT_b^2}{pL} \tag{7.3.2}$$

可见，沸点气压表的测压灵敏度是与气压成反比的，气压越低，测压灵敏度越高。表7.1给出了蒸馏水在不同气压下的沸点值，以及相应的测压灵敏度。可以看出，在1000 hPa时，沸点为99.63℃，而此时的灵敏度只有0.029℃/hPa。为了保证气压测量准确度达到0.1 hPa，测温准确度就必须达到0.003℃；而在10 hPa时，由于测压灵敏度为1.5℃/hPa，为了保证同样的气压测量准确度，测温准确度只需要达到0.15℃。显然，沸点气压表可以在较低的气压下达到较高的气压测量准确度。因此，这种方法特别适合于高空气压的测量。

表7.1　不同气压下水的沸点和测压灵敏度

p(hPa)	1000	850	700	500	300	100	50	20	10
t_b(℃)	99.63	95.12	89.95	81.34	69.10	45.82	32.89	17.50	7.00
$\frac{\mathrm{d}t_b}{\mathrm{d}p}$(℃·hPa^{-1})	0.029	0.034	0.037	0.052	0.080	0.20	0.37	0.82	1.50

沸点气压表常用氟利昂-11(三氯氟甲烷)作为测压液，它具有低毒、低燃、化学性能稳定等特点，并且对水汽的亲和力低。

7.3.3.2　主要误差来源

利用液体的沸点来测量气压，出现误差的原因主要是：

(1)溶液不纯

溶液的纯度影响到沸点与气压之间的关系，因此必须采用纯度较高的液体，并且保证在测量过程中液体的纯度保持不变。

(2)蒸汽在内套管中的流动速度

蒸汽在内套管中的流动速度对测量的影响，主要通过以下三个方面产生作用：

1)流速过低将使相当数量的空气扩散到沸腾层内，产生一定的压力；

2)蒸汽离开液面的温度 t 通常高于沸点 t_b，过热误差 $t-t_b$ 的大小与流速有关；

3)低流速将加大测温元件的滞后系数。

因此，应保持较高的蒸汽流速。提高流速的途径有两条：一是加大供热电源的功率；二是尽量减小散热量。但是，加热功率过大，将使沸腾室内的压力产生较大的起伏，影响测量准确度；同时还使整个瓶内的液体损失太快，在得不到及时补充的情况下甚至会烧坏仪器。因此，必须对气压表的沸腾室采取优良的保温措施，以尽可能减小热扩散引起的散热。

7.4　海平面气压与场面气压

气压表所测气压只是所在高度的气压，即所谓的本站气压。气压是随高度变化的，高度不同，气压也就不同。WMO 规定，为了天气分析和预报的需要，必须把不同台站的本站气压订正到同一高度上。目前，对于地面气象观测台站来说，主要是统一换算到海平面高度上。另外，为了飞行保障的需要，机场气象台站还要计算场面气压、修正海平面气压和零点高度等。

7.4.1　海平面气压

由本站气压通过一定的方法推算到海平面上的气压值，称为海平面气压。由本站气压推算海平面气压的过程，称为海平面气压计算。假设气压表所在高度至海平面之间有一段虚假的空气柱，如图 7.22 所示。忽略水汽，其平均温度为 t_m，由拉普拉斯压高公式

$$\lg \frac{p_0}{p_z} = \frac{z}{18410(1+\frac{t_m}{273.15})} \tag{7.4.1}$$

得

$$p_0 = p_z \cdot 10^m \tag{7.4.2}$$

$$m = \frac{z}{18400(1+\frac{t_m}{273.15})} \tag{7.4.3}$$

式中 p_0 为海平面气压，p_z 为本站气压，z 为气压表所处的海拔高度。

根据《地面气象观测规范》的规定，当台站海拔高度低于 1500 m 时，气柱的平均温度 t_m 用下述方法计算：

假设 t 为本时次观测时的气温，t_{12} 为前 12 小时的气温，当台站的拔海高度 $z>0$ 时，气柱顶部的温度用当前时次和前 12 小时的气温的平均值确定，也就是平均温度 t_z 为

$$t_z = \frac{t+t_{12}}{2} \tag{7.4.4}$$

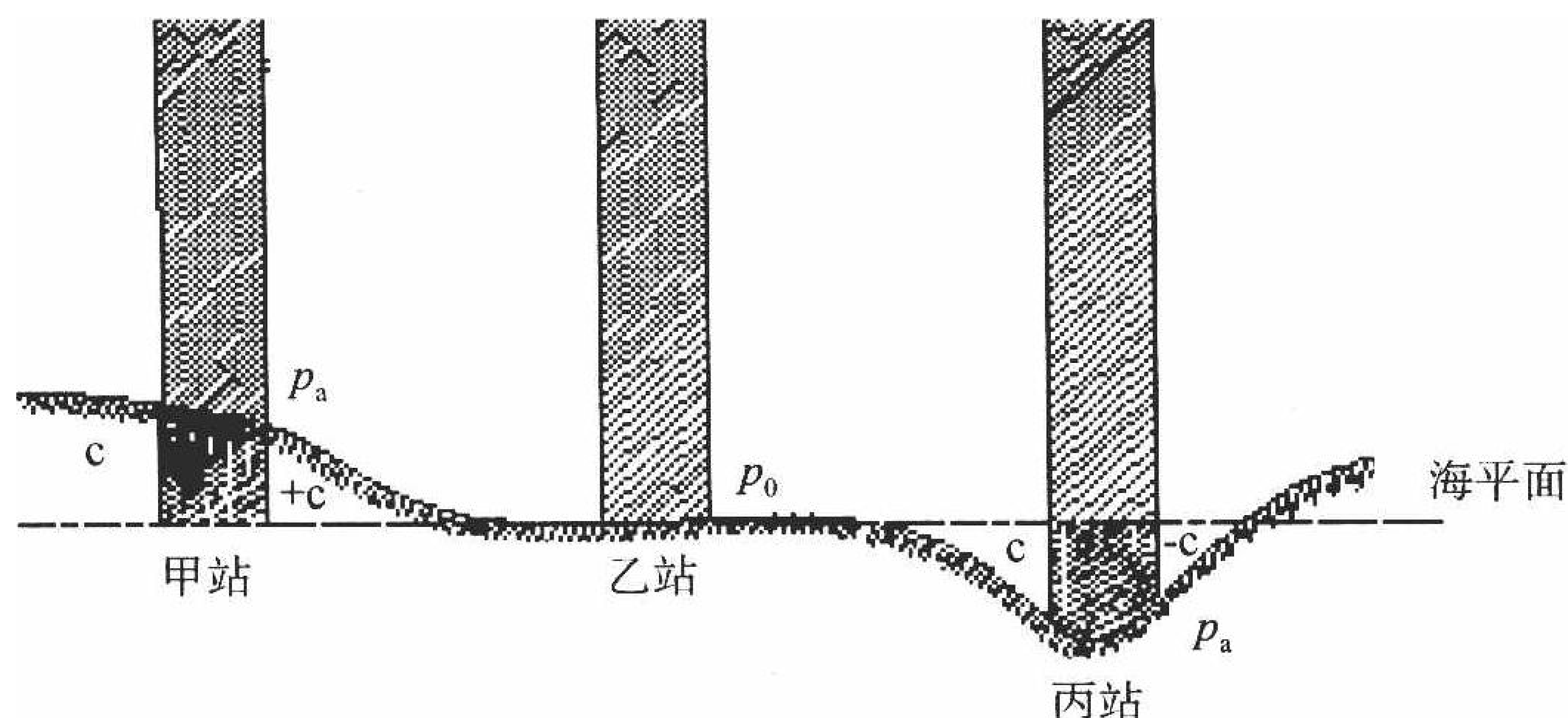


图 7.22 虚拟气柱图

同时规定虚假气柱的温度随高度增加而减小，其平均温度递减率为 $\bar{\gamma}=0.5℃/100\text{m}$。则气柱底部的温度 t_0 为

$$t_0 = \frac{t + t_{12}}{2} + \bar{\gamma} z \tag{7.4.5}$$

气柱的平均温度 t_m 可通过(7.4.6)式计算

$$t_m = \frac{t_z + t_0}{2} = \frac{t + t_{12}}{2} + \frac{z}{400} \tag{7.4.6}$$

当台站高于海平面时，取 z 大于 0；低于海平面时，取 z 小于 0。

首先用(7.4.6)式计算出虚假气柱的平均温度 t_m，然后代入(7.4.3)式计算出中间变量 m，最后代入(7.4.2)式计算出海平面气压 p_0。当 z 大于零时，海平面气压大于本站气压；当 z 小于零时，海平面气压小于本站气压。

对海拔高度大于 1500 m 的台站，上述计算平均温度的方法缺少代表性，我国规定这些台站不作海平面气压换算。

对于海拔高度在±15 m 之间的台站，还可以用(7.4.7)式计算海平面气压订正值，本站气压经订正后即可得到海平面气压。

$$C = 34.68 \frac{z}{\bar{t} + 273} \tag{7.4.7}$$

$$p_0 = p_z + C \tag{7.4.8}$$

式中 $\bar{t}$ 为地面气温的年平均值。对于某一台站而言，海拔高度和年平均气温是定值，所以订正值 C 也为定值。

7.4.2 场面气压计算

航空上，为了保证飞行安全，有时还需要根据本站气压推算出机场跑道面上空

一定高度上的气压，作为飞行员在飞机降落过程中调整飞机上的气压高度表的依据。国际民航组织规定，场面气压是指飞机着陆地区最高点的气压。航空兵气象台站将机场跑道面上空 3 m 高度上(相当于飞机座舱高度)的气压称为场面气压。在实际飞行保障中，要注意这一区别。

场面气压可由本站气压 p_z 和场面气压的订正值 Δp_1 求代数和得到

$$p_1 = p_z + \Delta p_1 \tag{7.4.9}$$

若单位高度的气压差值为 α，则场面气压的订正值 Δp_1 为

$$\Delta p_1 = [z - (z' + 3)]\alpha \tag{7.4.10}$$

式中 z 为台站气压表所处的海拔高度，z' 为跑道面的海拔高度。

习　题

(1)什么是本站气压？什么是海平面气压？什么是场面气压？

(2)为什么要将本站气压换算为海平面气压和场面气压？已知海拔高度为 1000 m 的某机场早上 08 时观测气温为 20℃，气压为 700 mmHg，12 小时前的观测气温为 24℃，跑道面海拔高度 1010 m，单位高度的气压差值为 10 mmHg，求海平面气压与场面气压。

(3)空盒膜片为什么常采用锡磷青铜或镍铬钛合金？

(4)空盒气压表为什么常用三个串联空盒组？

(5)空盒气压表有哪些主要误差？分别采用什么措施进行补偿和修正？

(6)已知某空盒气压表在 0℃ 时，读数为 750.0 mm，当时本站气压为 751.0 mm，空盒气温升高到 30℃时，空盒气压表读数为 753.0 mm，当时本站气压为 757.0 mm，求该仪器的温度系数。

(7)为什么定槽式水银气压表水银柱的基点随着气压的变化而变化？实际上，定槽式水银气压表采用了什么方法，可以不用移动标尺而直接准确测量出水银柱的高度？

(8)推导水银气压表的测压方程。

(9)已知海拔高度为 1000 m 的某机场早上 08 时观测气温为 20℃，水银气压表的读数为 700 mmHg，该机场位于北纬 40°，求本站气压。

(10)说明谐振式传感器的一般结构？有哪三个重要环节？

(11)说明振筒气压仪的测压原理。

(12)说明温度对振筒气压仪测量准确性的影响？如何补偿？

(13)为什么振筒气压仪常放置在室内？所处环境为什么要求空气流通？

(14)为什么振筒气压仪常放置在无震动的平面上？周围为什么不能有强磁场干扰？环境温度为什么不能在短时间内发生剧烈变化？

(15)为什么振筒气压仪要在进气嘴上设置丝网和变色硅胶？

(16)为什么 740-16B 石英振梁数字气压仪的环境适应性很好？温度稳定性和长期稳定性也很好？

(17)为什么谐振式传感器的抗干扰能力很强？比较石英振梁和振筒传感器在抗干扰能力上的差别并说明原因。

(18)根据图 7.18 说明硅压阻传感器上两个扩散电阻的最佳位置。

(19)试述石英巴登管压力传感器的工作原理。

(20)根据表 7.1 说明为什么沸点法特别适合于高空气压的测量？

第 8 章　地面风的测量

空气的运动产生气流，气流速度是三维空间矢量。气流场由许多在空间和时间上都随机变化的小尺度脉动叠加在大尺度空气运动上的气流所形成。野外风称自然风，风洞及管道等内部的风称人造风，车辆等行驶而产生的风则是自然风与人造风的合成。

空气的水平运动和气压的分布有直接的关系，空气运动的结果会造成各地热量和水汽的交换，这个过程伴随着天气的变化，标志着某种天气过程的发生或演变，在天气预报中有重要作用。近地面风对飞机起飞着陆的安全、高炮射击的准确性和化学武器的杀伤效果等都有着直接影响。强烈的风，还会危及武器装备的安全。

气象学规定空气的水平运动称作风。热力和地面摩擦等综合作用使得空气运动不只存在于水平方向上，但水平方向上的风速一般要比垂直方向上的大一个数量级以上。为了使得观测的结果具有可比较性，WMO 规定所有气象台站应观测离地面 10 m 高度处的风速风向，并且观测时应四周开阔。只有消除了地面摩擦形成的乱流影响并排除了短期脉动的瞬时变化，才得到气象学上具有比较意义的地面风。

由于大气的湍流特性，气流随时间和空间剧烈变化。对一个固定地点，风具有明显的阵性。因此，风的观测应包括平均量和瞬时量。一定时段（一般取 10 min 或 2 min）内的平均值代表比较稳定的主导方向的风；瞬时值（实际上为很短时段内的平均值）则反映大气的湍流特性。特殊的观测还包括风的阵性和风的三维分量等。

本章主要介绍旋转式测风仪器测量原理和测量误差，并介绍声学式、压力式、散热式和涡街式风速表的特点及结构原理。遥感测风方法在第十五章中加以介绍。

8.1　风的表示法及其测量方法

8.1.1　风向风速表示法

风向是指水平气流的来向。在气象上，风向常用 16 个地理方位来表示，分别称为北风、东风、南风、西风等，图 8.1 即示出了十六个地理方位的中文名称和英文简写，例如南东南风，简写为 SSE。

风向也常用度数表示，以正北为基准，顺时针方向旋转。北风对应的度数为 360°而不是 0°。当出现静风时，风向用“C”表示。随着自动测量技术的发展，特别

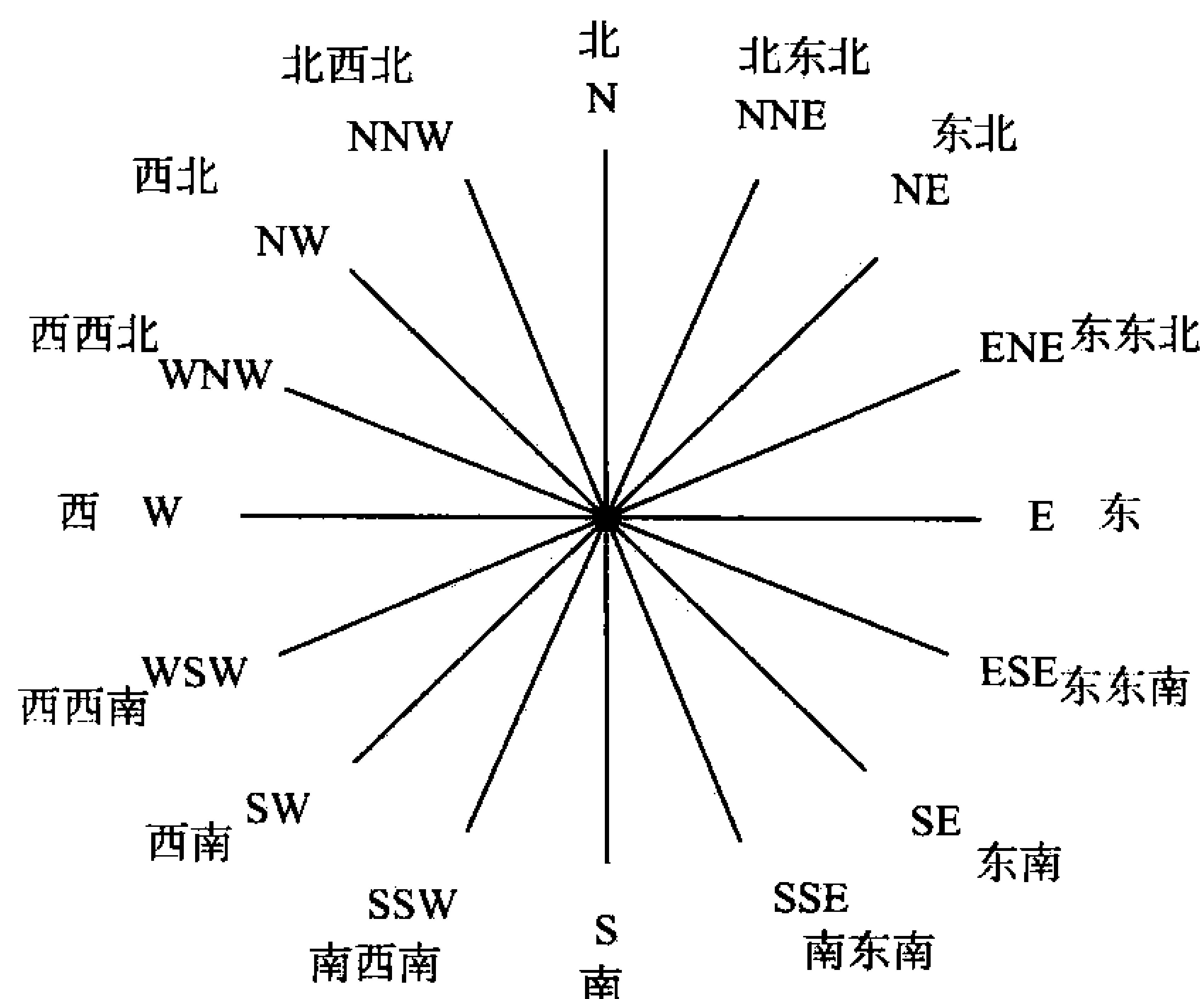


图 8.1　风向十六地理方位示意图

是在高空风的测量中，风向一般均用度数来表示。

如果要将以十六方位表示的风向转换为度数，则以其对应的 22.5°区间的中间度数表示，例如南风对应 180°；如果要将以度数表示的风向转换为以十六方位表示，则应视其落在哪一个十六方位的度数区间内。例如风向为 46°，落在东北风的 22.5°区间内，对应为东北风。

风速指单位时间内空气所经过的水平距离，以 m/s 为单位。海面风速有时也用海里/小时为单位表示，又称为节(n mile/h)，1 m/s=1.94 n mile/h。

通常所说的风级，是根据蒲福风级表利用风对地面物体的作用情况来确定的，适合于目力观测风速。表 8.1 是蒲福风级及其与地面空旷地 10 m 高风速的换算表。可见，风速分为 12 级，均对应有一个中文名称。例如中文名称大风，对应为 8 级，相当于在地面空旷地 10 m 高度上平均风速达到 19 m/s。

表 8.1　蒲福风级及其与地面空旷地 10 m 高风速的换算表

风级	名称	平均风速范围(m/s)	相当的平均风速(m/s)	船上观测估计风速的征象	沿岸估计风速的征象	陆地估计风速的征象
0	静风	0.0～0.2	0	海面如镜	静	静，烟直上
1	软风	0.3～1.5	1	海面形成鱼鳞状的涟漪，但尚无飞沫状波峰顶	渔船刚好具有舵效速率	烟能表示风向，但风向标尚不能表示风向
2	轻风	1.6～3.3	2	小波虽短，但已显著，波峰顶呈玻璃状，但未见破碎	渔船的帆可被风张开，以大约 0.5～1km/h 的速度移行	人面感觉有风，树枝有微响，普通的风向标能随风转动

续表

风级	名称	平均风速范围(m/s)	相当的平均风速(m/s)	船上观测估计风速的征象	沿岸估计风速的征象	陆地估计风速的征象
3	微风	3.4～5.4	4	出现大的小波;波峰顶开始破碎,有玻璃状飞沫;间或出现白浪	渔船开始出现簸动,移行速度约有1.5～2 km/h	树叶与细枝摇动不息,旌旗展开
4	和风	5.5～7.9	7	小的波浪变成较大的波浪,频繁地出现白浪	风利于作业,渔船满帆时,船身倾侧于一方	灰尘和碎纸扬起,小树枝摇动
5	清劲风	8.0～10.7	9	出现更显著的长峰中浪,形成许多白浪(偶尔出现激溅浪花)	渔船缩帆(即收起帆的一部分)	有叶的小树开始摇摆,内陆水面形成波浪
6	强风	10.8～13.8	12	开始形成大浪,白色的波峰飞沫到处可见(可能出现激溅浪花)	渔船主帆缩	大树枝摇动,电线呼呼有声,举伞困难
7	疾风	13.9～17.1	16	风浪涌起,风开始把碎破的白色飞沫吹成沿风向伸展的条纹	渔船不出港,在海上的渔船停航	全树摇动,迎风步行感到不便
8	大风	17.2～20.7	19	出现长峰大浪。波峰边缘破碎成浪花,飞沫被吹成沿风向伸展的明显条纹	近港渔船全都进港	树枝折断,行进受阻
9	烈风	20.8～24.4	23	形成大浪,沿风向形成浓密条纹,波浪波峰开始卷倒,激溅浪花影响能见度	—	发生轻微的建筑破坏(烟囱管和房顶盖瓦吹落)
10	狂风	24.5～28.4	26	出现长卷峰非常大浪,其所引起的大片飞沫沿风向形成浓白条纹;整个海面呈白色,海面波涛汹涌;咆哮轰鸣;能见度受到影响	—	内陆少见,见时树木连根拔起,大量建筑物遭破坏
11	暴风	28.5～32.6	31	出现异常大的浪(小规模和中规模船舶间或隐没于波浪背后),海面被沿着风向的长长一片白色飞沫完全覆盖,波峰边缘全都被吹成泡沫,能见度受到影响	—	极少遇到,伴随着广泛的破坏
12	飓风	32.7及以上	>33	空气中充满飞沫和激溅浪花,浪花激溅使海面变成白色;能见度受到严重影响	—	—

8.1.2　平均风和风的阵性

由于大气的湍流特性，风具有明显的快速脉动特征。为了得到具有代表性的观测结果，气象上通常规定仅测量风的平均值，即平均风。对于天气气候学的应用，平均风一般取 10 min 时段内的平均值。用于航空目的时，平均风一般取 2 min 时段内的平均值。

当风的变化比较剧烈时，许多方面需要应用风的阵性或风的瞬时变化资料。在常规观测中可观测瞬时值（实际为相当短的取样时间段内的平均值）并增加风速和风向的标准偏差和三秒阵风峰值两项观测，以反映大气的湍流特性。

8.1.2.1　风向风速的算术平均

分别测量出平均时段内瞬时风向、风速值，对此时段内的所有风向和风速观测值分别求算术平均值 $\overline{D}$ 和 $\overline{V}$

$$\overline{D}(t) = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} D_i \qquad \overline{V}(t) = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} V_i \tag{8.1.1}$$

式中 n 为观测次数。

在求风向算术平均时，需考虑风向过“零”问题。如果风向在正北方向（360°）来回摆动，就会导致数据的不连续，即风向观测值的差值很大，而实际差值却很小。若简单地求算术平均，计算结果将不符合实际情况，必须按下述方法进行“过零”处理。

（1）找出所有样本的最大值 $D_{max} = \mathrm{MAX}(D_i)$；

（2）$D_{max} - D_i > 180°$，$D_i' = D_i + 360°$

（3）$\overline{D}(t) = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} D_i'$

例如，观测得三个风向值：$D_1 = 10°$，$D_2 = 350°$，$D_3 = 300°$，如果简单求算术平均值则为 220°，显然与实际风向情况相差太大。为了求得正确的平均风向，先求出 $D_{max} = 350°$，然后作判断 $D_{max} - D_i > 180°$，仅 D_1 符合此条件，需作“过零”处理，$D_1' = 370°$。对 370°、350°、300°求平均值为 340°，即是正确的平均风向。

8.1.2.2　风向风速的矢量平均

视风向风速为一个风矢量。设某时段有 n 次风向（D）、风速（V）的测量值。取 x 坐标向东，y 坐标向北。则矢量平均的求法如下。

（1）求分量

第 i 次记录 D_i，V_i 在 x，y 方向上的分量为

$$u_i = V_i \sin(180 + D_i) \qquad v_i = V_i \cos(180 + D_i) \tag{8.1.2}$$

(2)求分量平均

$$\overline{u} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} u_i \qquad \overline{V} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} v_i \tag{8.1.3}$$

(3)求平均分量合成

$$\overline{V} = \sqrt{\overline{u}^2 + \overline{V}^2} \tag{8.1.4}$$

$$\overline{\theta} = \arctan \frac{\overline{u}}{\overline{V}} \tag{8.1.5}$$

在对风速进行分解求取风速分量和合成平均风向时，要注意风向是正北沿顺时针方向旋转到风的来向的夹角。合成风向值应根据 $\overline{u}$ 和 $\overline{V}$ 的正负判断出风向所在的象限，再由 $\overline{\theta}$ 值加上一定的数值得到。

8.1.2.3　风向风速的滑动平均

滑动平均法也是一种算术平均。若有 n 个风速观测值 $v_1, v_2, \cdots, v_i, \cdots, v_n$，依次取 m 个作算术平均，则第 i 次和第 $i+1$ 次的滑动平均值为

$$\overline{V}_i = \frac{1}{m}(V_i + V_{i+1} + \cdots + V_{i+m-1}) \tag{8.1.6}$$

$$\overline{V}_{i+1} = \overline{V}_i + \frac{1}{m}(V_{i+m} - V_i) \tag{8.1.7}$$

同理，风向的滑动平均值为

$$\overline{D}_i = \frac{1}{m}(D_i + D_{i+1} + \cdots + D_{i+m-1}) \tag{8.1.8}$$

$$\overline{D}_{i+1} = \overline{D}_i + \frac{1}{m}(D_{i+m} - D_i) \tag{8.1.9}$$

滑动平均的方法，特别适合于在高速采样过程中求取平均风向风速。在进行滑动平均时，也要注意风向的过零处理。

在用上述方法计算平均风向时，也不一定就完全符合实际情况。例如，若风向变化较大，假设采样取得的两个风向分别为 90°和 270°，则平均值为 180°或者 360°，即可以为南风也可以为北风；但是，实际大气运动情况并非如此，从 90°东风变化到 270°西风的过程中，要么从南风变化过来，要么从北风变化过来，而不可能突然从东风变化到西风，因此只可能是一种情况，但仅根据计算结果却无法判断。

为了解决这个问题,有人提出采取一定时段内最多风向代替平均风向的方法。研究表明,只要风速不是太小,且采样次数足够多,同样时段内的平均风向和最多风向差别不大,可以替代使用。

8.1.2.4　阵风参量

强湍流引起的风的急剧变化称风的阵性。气象上定义阵风为:"在规定的时间间隔内,风速对其平均值的持续时间不大于 2 分钟的正或负的偏离"。随着科学技术的发展,对阵风的测量和应用显得越来越重要。例如,在外弹道射击试验中,需要研究风的脉动对弹着点散布的影响;在大气污染研究中,风的阵性参数对污染物的散布是重要的;当平均风速大于 8 m/s 时,对飞行影响较大,需要测定瞬时最大风速。

WMO 在《气象仪器和观测方法指南》中建议采用以下三个阵风参量:

(1)标准偏差(standard deviation):用来表征风的脉动大小。

(2)阵风峰值(peak gust):在规定的时间间隔内观测到的最大风速。在每小时的天气报告中,阵风峰值就作为前一整小时的风的极值。

(3)阵风持续时间(gust duration):是对所观测的阵风峰值持续时间的一种量度,这个持续时间决定于测量系统的响应。慢响应系统抹去极值而测到了长而平滑的阵风;快响应系统观测到许多尖锐的峰,这就是阵风,只有很短的持续时间。

由于风的脉动很快,为了能准确测量风的脉动值,其测量仪器与平均风的测量仪器在性能上,尤其是动态响应特性上有不同的要求。本章主要介绍平均风的测量方法和仪器。

8.1.3　风的测量方法

风的测量,一般是分别测量风向风速,也可以先测量风的两个正交分量,再合成得到风向风速。对于风向的测量,一般采用风向标作为敏感器件。风速的测量则有多种方法,最常用的是旋转式风速表;还有采用超声波、风压和加热电阻丝等方法进行风速测量的。另外,还有利用激光、微波等的多普勒效应对风进行测量,属于遥感测量方法。表 8.2 给出了目前几类主要的测量风向风速的方法和传感器。

表 8.2　风向风速测量方法

名称	工作原理	特点	用途
风压式	利用风压原理,如压敏元件感应正交方向的气流动压	除压板式外,无转动部件,直接转换成电信号,常用双轴方式	压板式风速表(已不用),皮托管,阻力球测风装置

续表

名称		工作原理	特点	用途
旋转式	风向标	作用在尾翼的风压力矩使风向标平衡于风的来向	有转动部件	适合于天气观测
	风杯	凹凸面阻力系数差使风杯转动：$V=V_0+bN$	简便，量程大，有转动部件，有过速效应，非线性关系	适合于天气观测
	螺旋桨（带风标）	作用在桨叶上的风压使其绕水平轴转动	有转动部件，线性好，风标距离常数大	适合于天气观测但不宜测量微风和变化不定的风
	螺旋桨（固定轴）	轴偏离风向时，响应近似余弦曲线	只能测风的分量，常用三轴式测风的空间矢量	轻质桨叶适合湍流探测
涡街式	涡流（带风标）	利用“卡曼涡街效应”，即气流越过障碍物产生涡旋，其频率与风速成正比	响应受风标距离常数影响	已用于美国海洋浮标站，不适合微风及变化不定的风
	涡流（固定轴）		无转动部件，坚固耐用，启动风速较大	有前途，可用于无人自动站
散热式（热线/热膜/热球）		电流加热细金属丝（膜）在空气中的散热速率随风而变 $I^2\sim A+B\sqrt{V}$	响应快速，有极高的空间分辨率，量程较小，热线易受污染	适合于微风和大气湍流探测
超声波		多采用脉冲式，飞越固定距离的时间受风速影响：$V=\frac{c^2}{2d}\Delta t$	无转动部件，线性好，灵敏度高，响应快，绝对标定，常用三轴方式	适合于大气湍流探测，不适合于大风观测
激光多普勒		由气溶胶后向散射的多普勒频移确定风速	无活动部件，价格昂贵	设计用途在于风切变测量
激光闪烁		气流引起大气折射率的不规则变化，使接收激光信号闪烁	无活动部件，价格昂贵	用于机场跑道上的横向测风
离子位移		由电晕电极发出离子化的分子流，在下游由另一电极收集，通过动量传递或电荷迁移获得了与气流相同的速度，则气流速度可由离子在气流方向上的位移除以离子渡越时间得到	离子流获得气流速度所需时间（1 ns）与离子穿越两电极的时间（1 ms）相比非常短，由此造成的测速误差可以忽略。无活动部件，体积小，易受湿度和污染影响	尚未投入业务使用
射流测风		应用射流原理	其输出信号是与风速呈线性相关的差压	两个射流传感器正交配置构成双轴式射流测风传感器

8.2　风向的测量

8.2.1　风向标

测量风向的最常用仪器是风向标。图 8.2 是各种各样风向标的结构示意图。有单叶型、双叶型、流线型、菱型和飞机尾翼型等。从图中可以看出，风向标是一个首尾不对称平衡装置，一般由尾翼、指向杆、平衡锤及旋转主轴四部分组成。尾翼用来感应风力，在风力的作用下产生旋转力矩；平衡锤用来保证风向标的重心正好处在旋转轴的轴心上；指向杆所指示的方向，即为风的来向；旋转主轴是风向标的转动中心，并通过它带动传感元件，将风向标指示的角度值转换为可以传输、处理和显示的量。

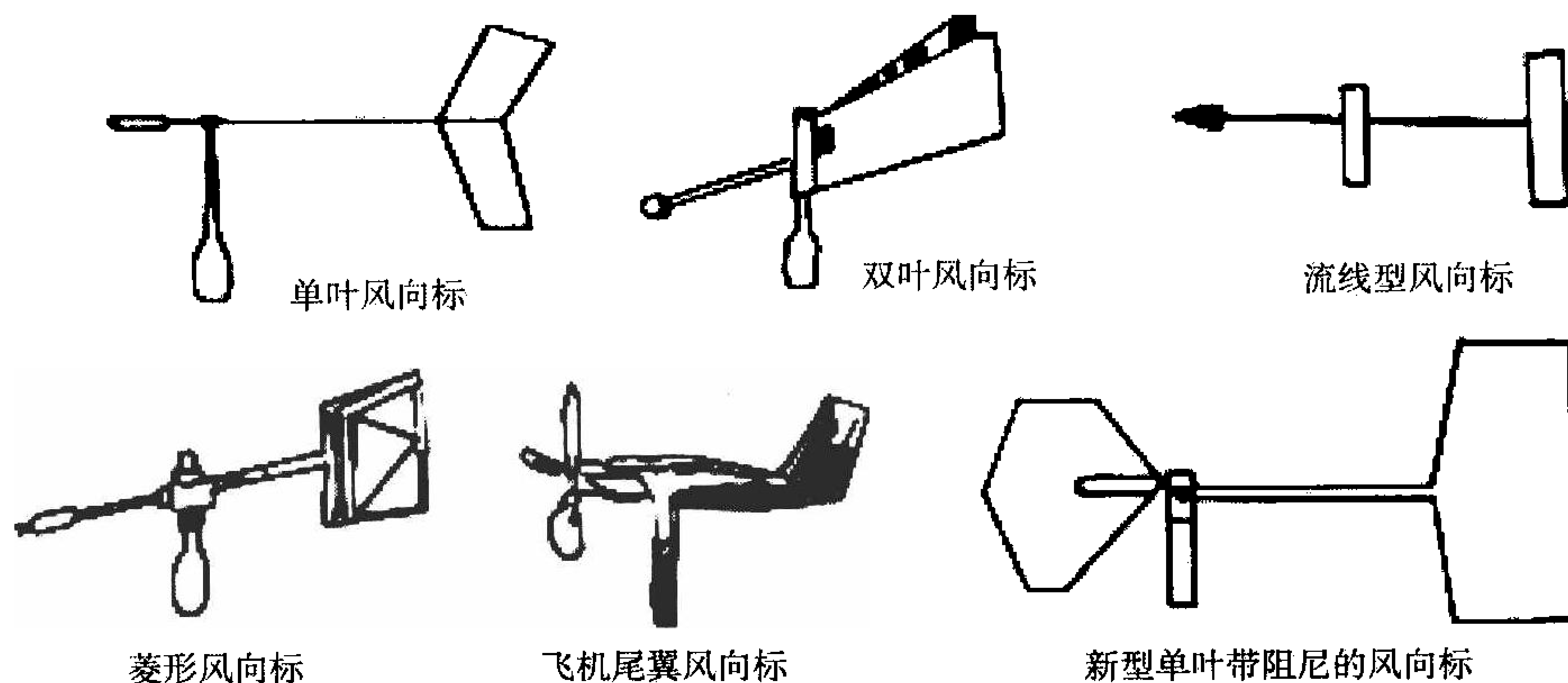


图 8.2　各种风向标

8.2.2　风向标感应原理

风向标是如何指示出风向的呢？这需要分析其受力情况，并列出其运动方程。如图 8.3 所示，假设风向标偏离风向的角度为 β，尾翼上受到的有效风力为 F_v，风力作用中心距旋转轴的力臂是 r_v。定义单位角度的风向偏差所产生的扭力矩为 $N=r_vF_v/\beta$。在风力的作用下，风向标的转动角速度为$\frac{\mathrm{d}\beta}{\mathrm{d}t}$，由于空气对运动风标产生的阻尼力矩为 $d\frac{\mathrm{d}\beta}{\mathrm{d}t}$，其中 d 称为风标阻尼，定义为

$$d=\frac{Nr_v}{u} \tag{8.2.1}$$

于是，风标的运动方程就可写成(8.2.2)式的形式

$$-J\frac{\mathrm{d}^2\beta}{\mathrm{d}t^2}=N\beta+d\frac{\mathrm{d}\beta}{\mathrm{d}t} \tag{8.2.2}$$

式中$\frac{\mathrm{d}^2\beta}{\mathrm{d}t^2}$为风标转动的角加速度，$J$ 为转动惯量。上式左边为惯性力矩，与风向标的转动角加速度成正比；右边第一项为风压力矩，与风向标偏离实际风向的角度成正比，右边第二项为阻尼力矩，与风向标的转动角速度成正比。

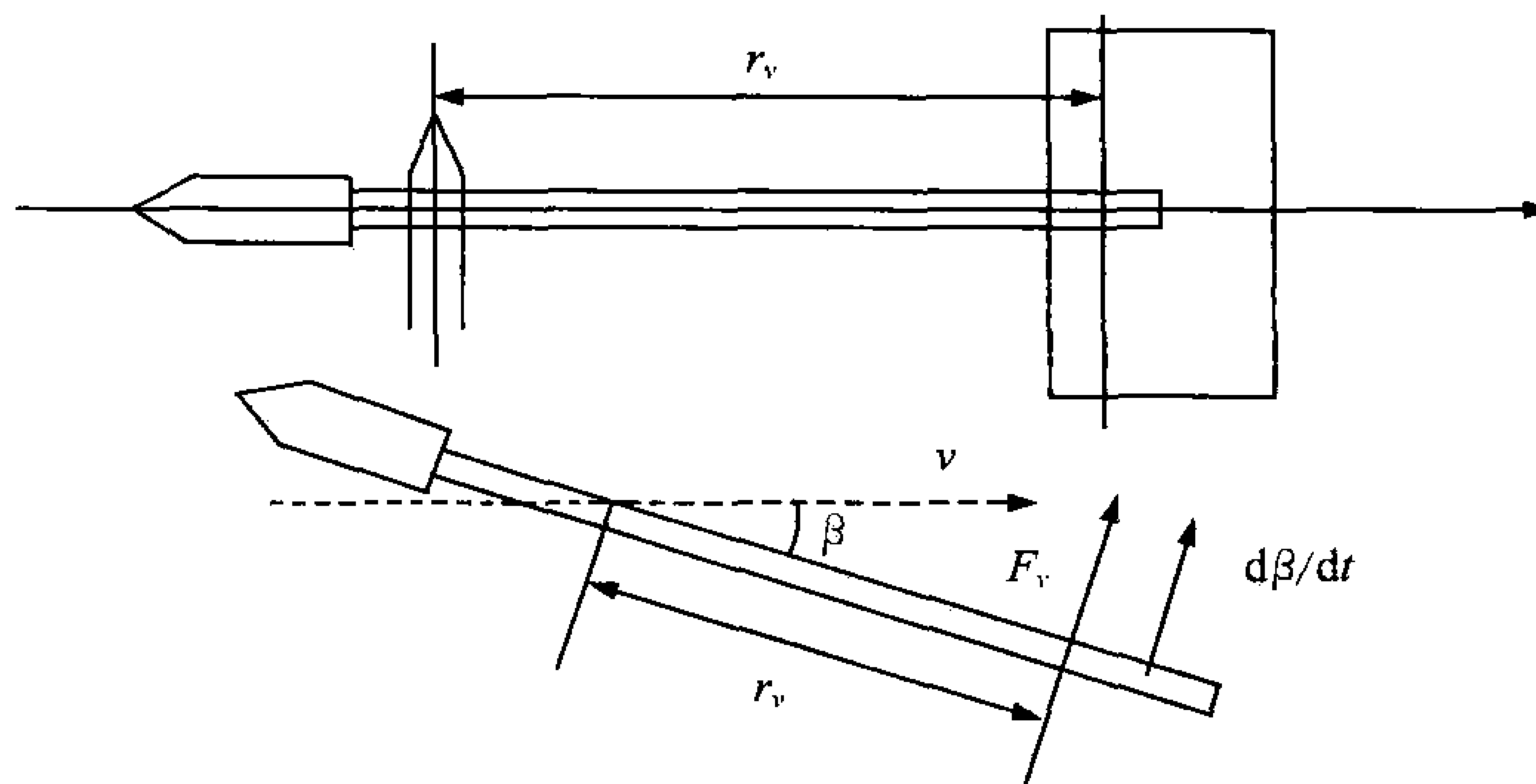


图 8.3　风向标偏离风向的受力情况

假设单位角度扭力矩 N 和风标阻尼 d 为常数，则(8.2.2)式的解为

$$\beta=\beta_0\exp\left(-\frac{d}{2J}t-2\pi i\frac{t}{t_d}\right) \tag{8.2.3}$$

式中 β_0 为 $t=0$ 时风向标的偏离角，t_d 称为风向标的阻尼谐振周期。该式表示了风向标在风力的作用下，其转动角度随时间的变化规律，如图 8.4 所示。可见，风向标的转动角度是一个典型的衰减周期振荡。具有这样特性的仪器系统，称为二阶响应系统。它在感应风向的过程中，并不是逐渐趋近于风向的，而是经过一个阻尼简谐振动产生过量指示逐渐趋近于实际风向的。

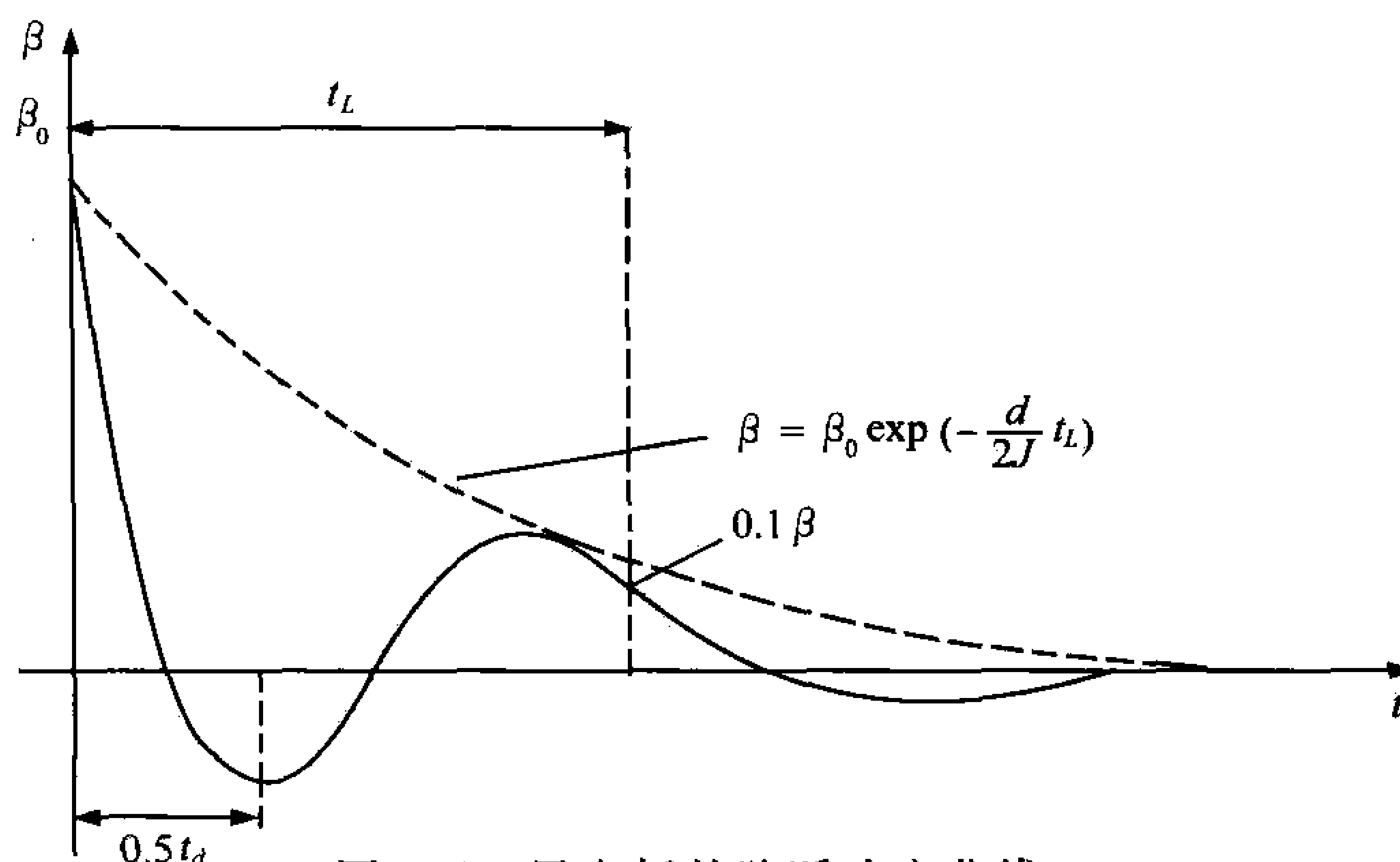


图 8.4　风向标的阶跃响应曲线

对于风向标的转动规律，可以这样来理解：风作用在风向标的尾翼上，产生风压力矩，使风向标旋转，旋转速度增大，风向标所受到的空气阻尼也增大，当风向标转动到与风向一致时，此时转动速度和加速度并不为零，于是风向标由于惯性偏离到实际风向另一侧，再一次受到风压力矩的作用，使其回复到与风向一致的状态，经过多次振荡，风向标最后停止在与风向一致的状态。

风向标的阻尼谐振周期用(8.2.4)式来计算

$$t_d = \frac{2\pi}{\left[\frac{N}{J} - \left(\frac{d}{2J}\right)^2\right]^{1/2}} \tag{8.2.4}$$

如果令(8.2.4)式中分母值为零，风向标的阻尼谐振周期趋向于无穷大，$t_d \to \infty$，于是在(8.2.3)式中的右边括号中的第二项就为零，风向标就呈现为一个单纯的衰减运动，其规律为

$$\beta = \beta_0 \exp\left(-\frac{d}{2J}t\right) \tag{8.2.5}$$

图中的虚线就表示了单纯的衰减变化规律。此时，风向标的阻尼称为临界阻尼 d_0

$$d_0 = 2\sqrt{NJ} \tag{8.2.6}$$

风向标阻尼 d 与临界阻尼 d_0 的比值称为阻尼比

$$\eta = \frac{d}{d_0} \tag{8.2.7}$$

即：$\eta<1$ 为欠阻尼过程，$\eta>1$ 为过阻尼过程，$\eta=1$ 为临界阻尼过程。

阻尼比是风向标的一个重要参数。阻尼比过大，风向标不能很快到达风向的平衡位置，响应太慢；而阻尼比过小，风向标会在风向平衡位置附近来回摆动，发生过振，不能很快停止下来。WMO 建议，风向标的阻尼比为 0.3～0.7 最好，此时风向标没有太大的过振，而响应速度又相当快。

由于风向标存在轴承摩擦力矩等，在尾翼所受风压力矩大于风向标静摩擦力矩时，风向标才开始转动。也就是说，风向标的转动需要一定的起动风速。只有风速超过启动风速，风向标才能转动。风向标的启动风速越小越好，一般的风向标的启动风速为 0.5m/s，较好的风向标启动风速可小于 0.3 m/s。

8.2.3　风向的转换

为了能记录或者指示出风向的角度，需要将风向标旋转的角度转换成可以记录的信号。常用的转换方法有机械、电、光电三种。机械方式较简单，风向标转轴

直接带动风向指针在方位刻度盘上指示出方位值。

8.2.3.1 电接转换

电接风向风速计的风向转换和指示装置即采用电接式。如图 8.5 所示。其信号发生装置是一个风向接触器，指示装置为 8 个指示灯组成的方位刻度盘，每个指示灯分别对应东、南、西、北、东南、东北、西北、西南 8 个方位，两个指示灯之间分别对应其他 8 个方位。例如，在东和东北方位之间，刻度上北东北。风向接触器上有内外两环，外环为导电环，用电缆与电源负极相接。内环上有 8 个互相绝缘的方位块，分别由 8 根电缆与指示器的灯泡相接，并通过公共线与电源正极连接。

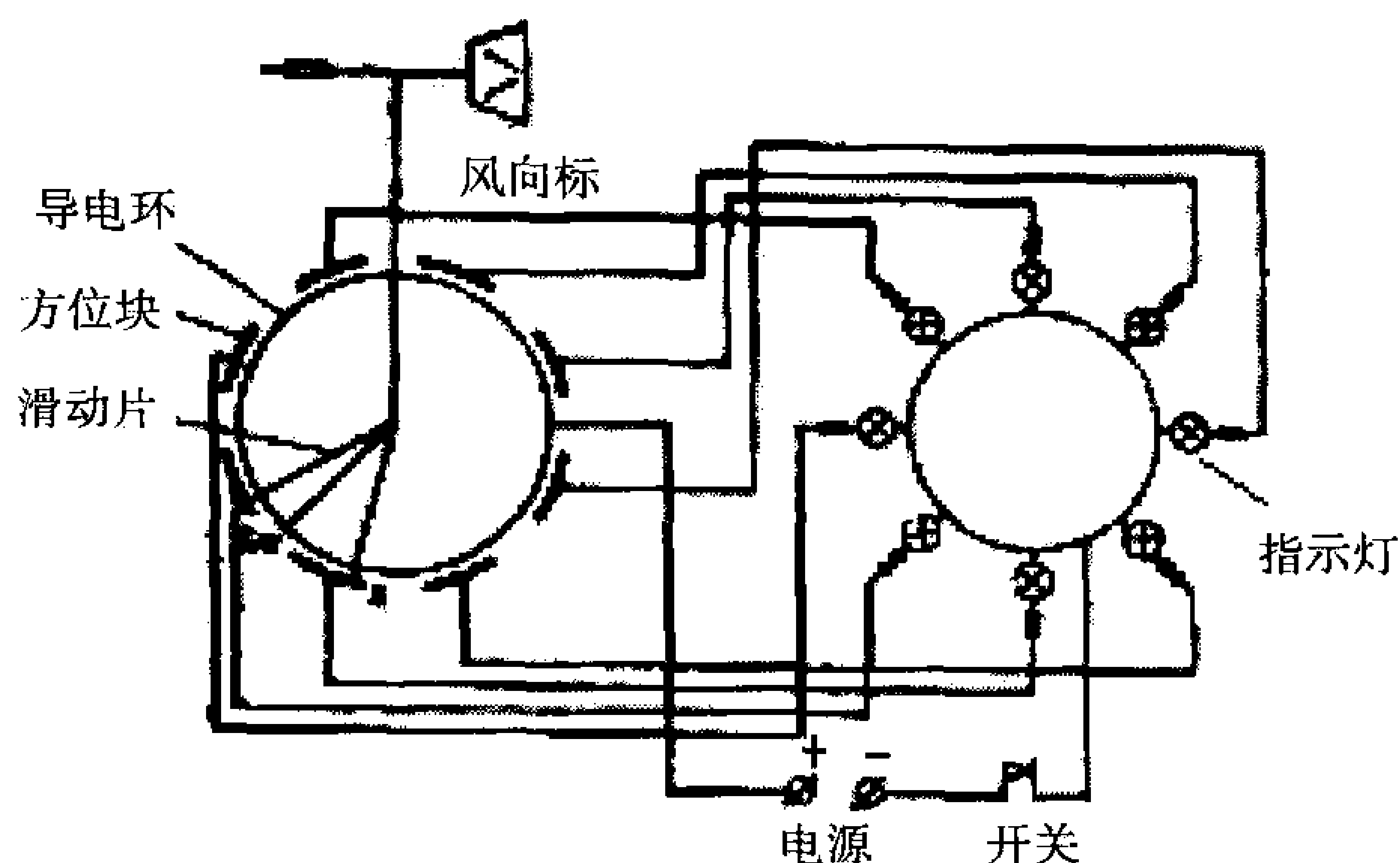


图 8.5 电接方位块式风向标转换器

风向电接滑动片由风标带动，滑动片上有三个电接点，一个与导电环接触，另外两个与方位块相接触，有时两个接点只能接触到一个方位块，有时可同时接触到两个方位块，这样只要打开指示器的电源开关，与风向对应的某一个或两个灯泡就点亮，从而显示出风向。当两个灯泡被点亮时，就指示出 8 方位的中间方位。这样，八个方位块实现了十六个方位的分辨力。

8.2.3.2 电位计转换

电传式风向风速仪(图 8.6)即采用风向信号的电位计式转换方式。其风向信号的发生装置为一个特殊形式的电位计，即一封闭的环形线绕电阻圈(图 8.7)，每隔 120°有一个抽头，每个抽头之间的电阻值相同并且是固定的。在风向发送器上有两个活动接触器(图 8.8)，每个接触器上都有两个相同的滑动接触簧片，其中一个在内导线环或外导线环上滑动，另一个在阻力圈上滑动(图 8.9)。风标带动接触器上两个接触簧片在环形电阻上滑动，当风向固定在某一方位时，接触簧片在环形电阻上的位置确定，使环形电阻上三个抽头有不同的电位。

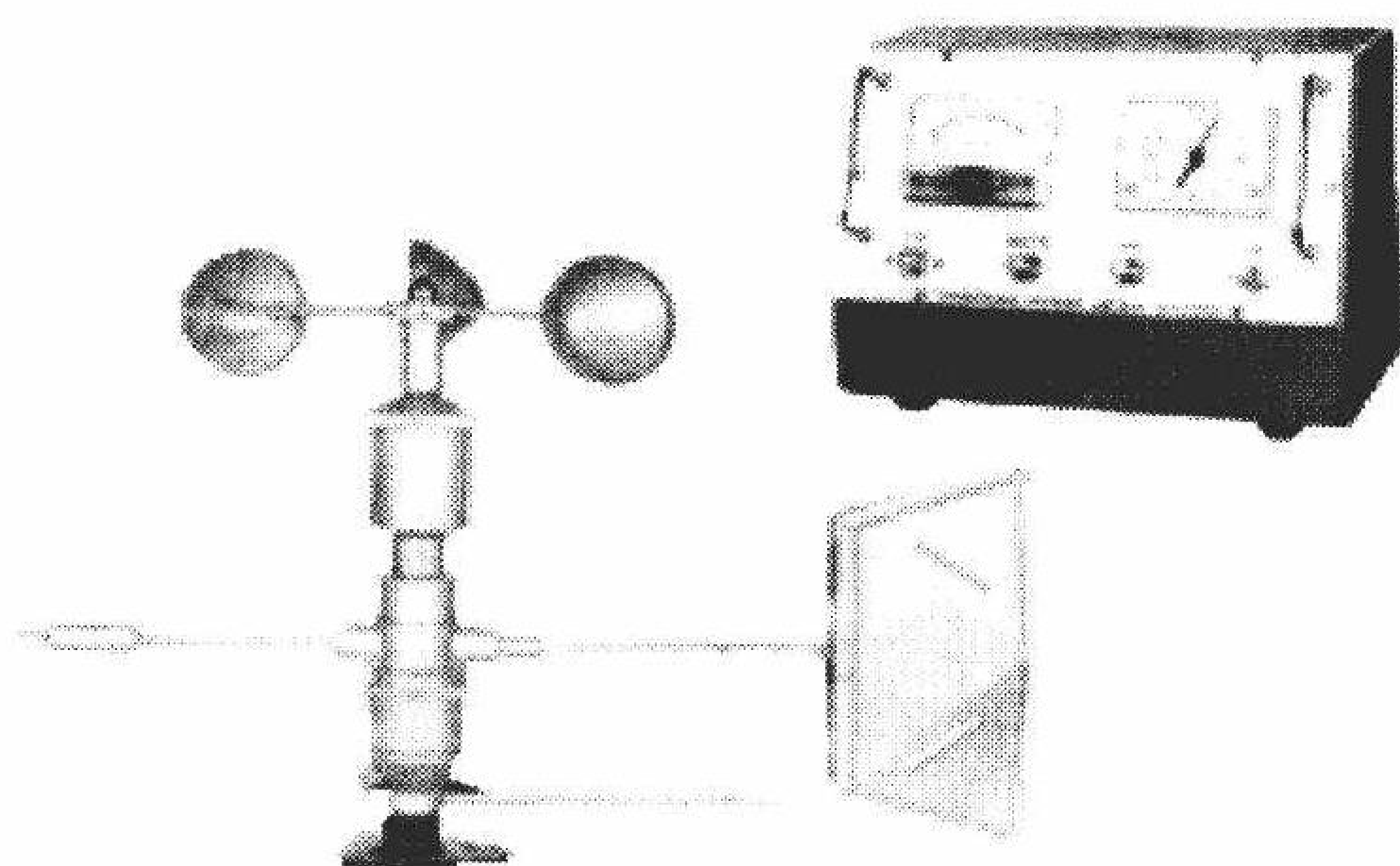


图 8.6　电传式风向风速仪

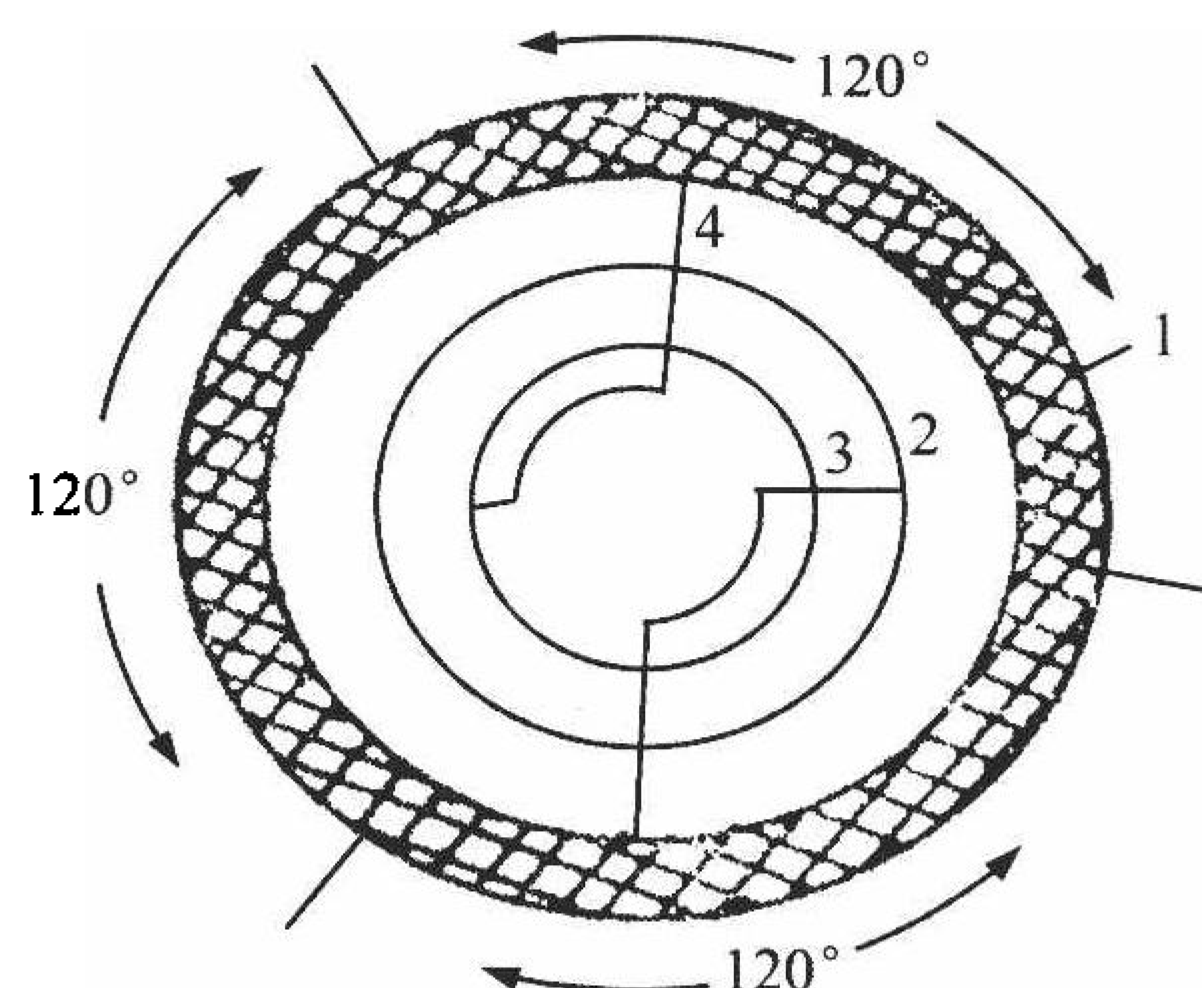


图 8.7　封闭环形线绕电阻圈

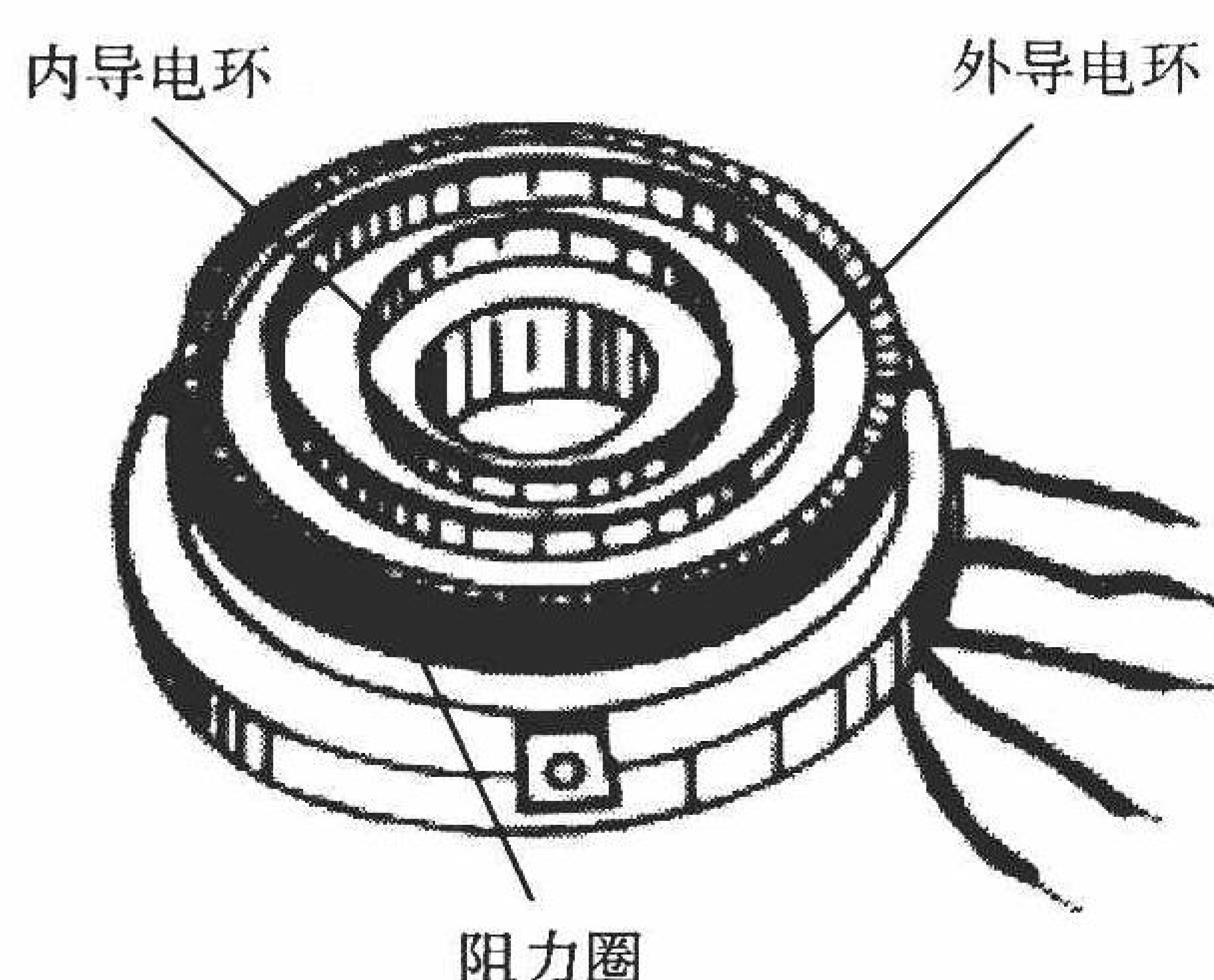


图 8.8　阻力圈

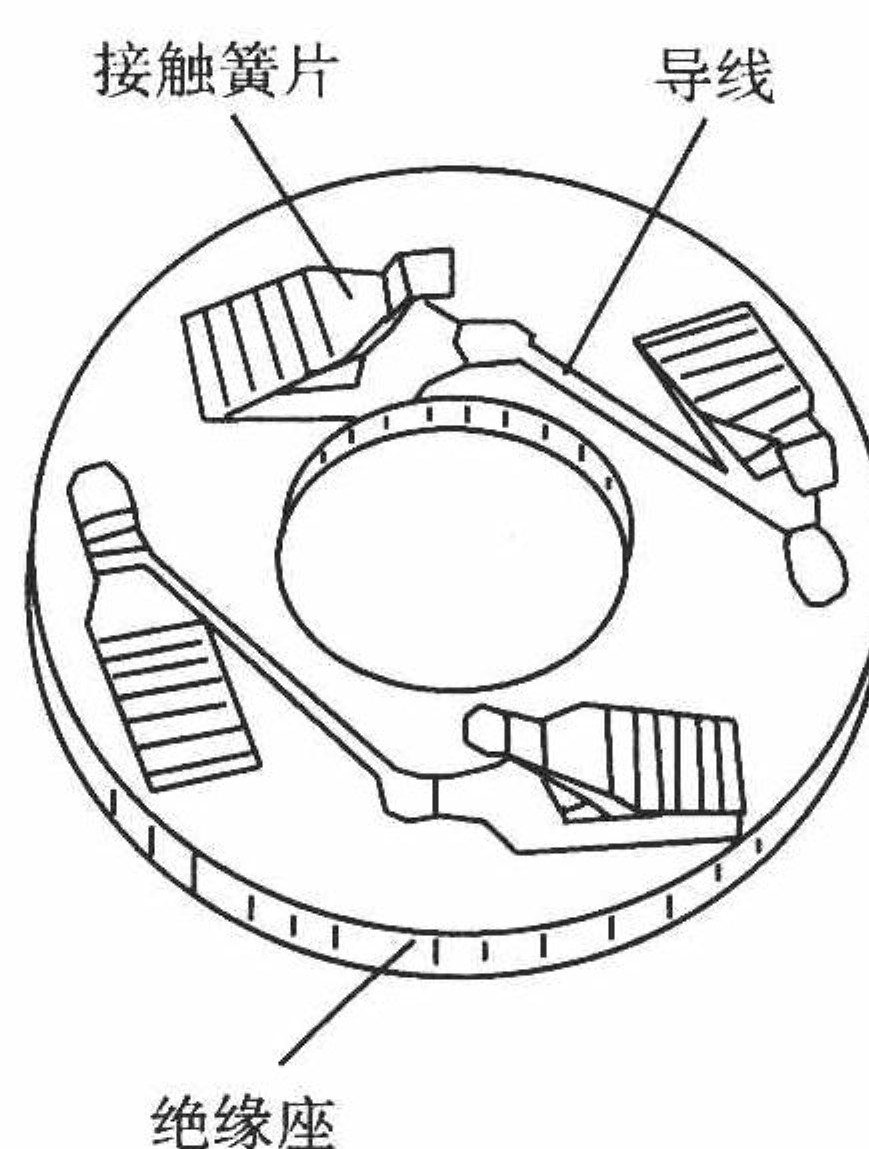


图 8.9　接触器

风向指示器主要由线圈组、磁铁、方位度盘和指针组成。线圈组有六个线圈，每两个为一组，位置各相差 180°；每组线圈接成串联，然后各抽出一个头接在一起，组成 Y 形连接；每组线圈的另一个抽头通过电缆与阻力圈上的三个接线头一一对应相接，形成闭合回路（图 8.10）。

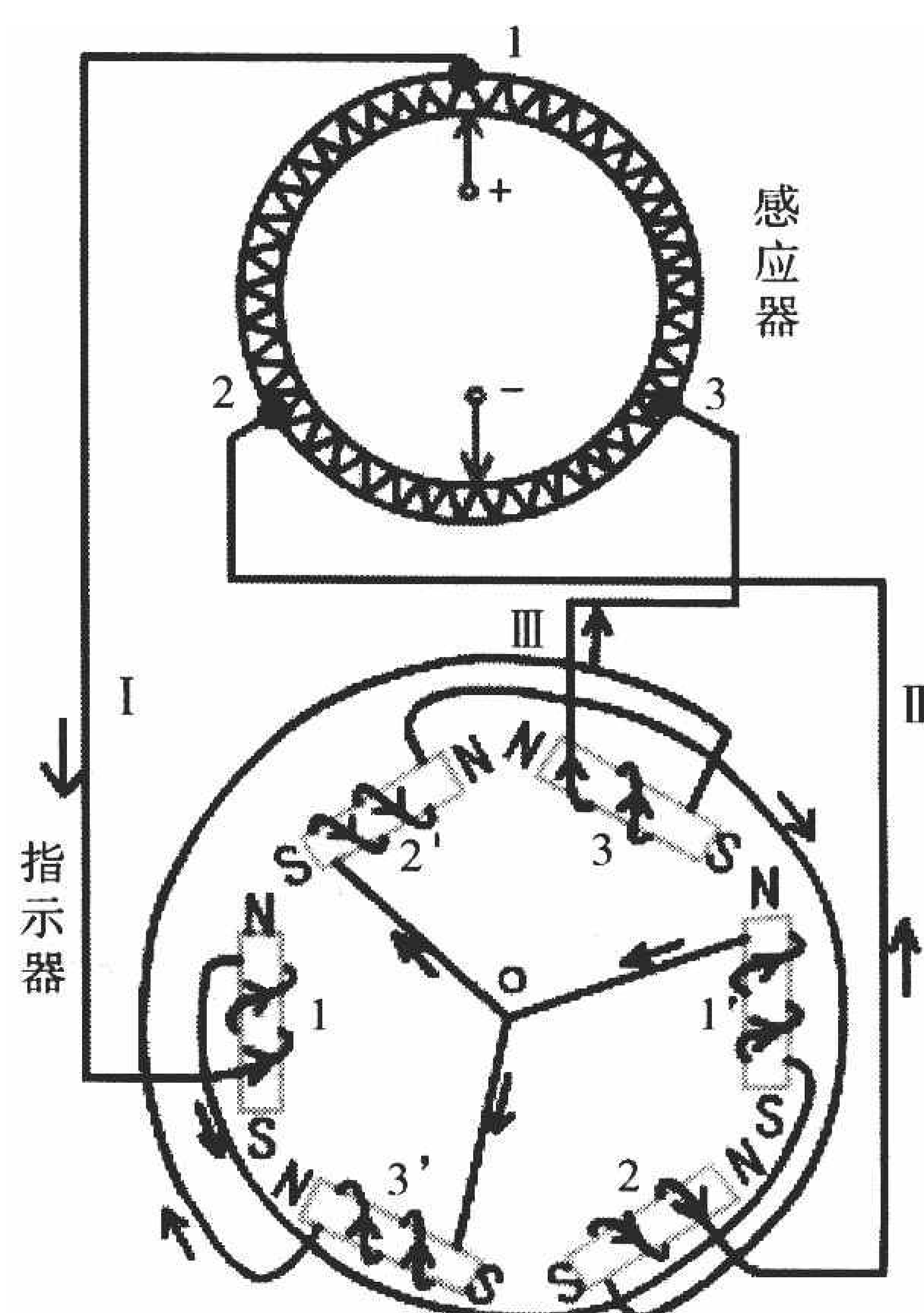


图 8.10　风向指示器与转换器的连接

当电路接通时，指示器上三组绕线线圈便有方向和大小不同的电流通过，铁心被磁化形成磁场，磁场的方向按各绕线线圈的电流方向，用右手螺旋法则确定（图 8.11）。三组绕线线圈形成的三个磁场方向合成为一个磁场方向，使得永久磁铁与风向变化同步，沿着合成磁场方向旋转，指示出风向（图 8.12）。合成磁场的

方向与接触簧片在环形电阻上的位置有关。这是电位计式进行风向信号转换和指示的原理。

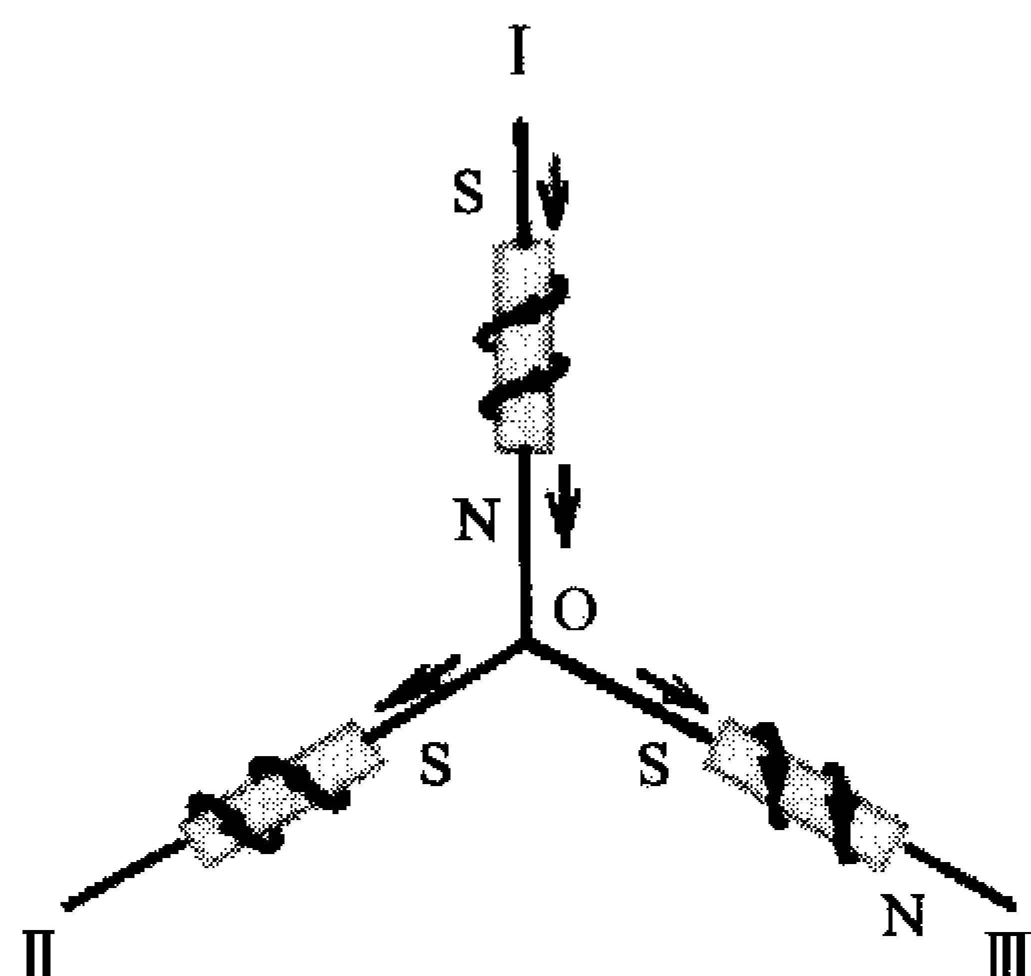


图 8.11　指示线圈电流及其磁场

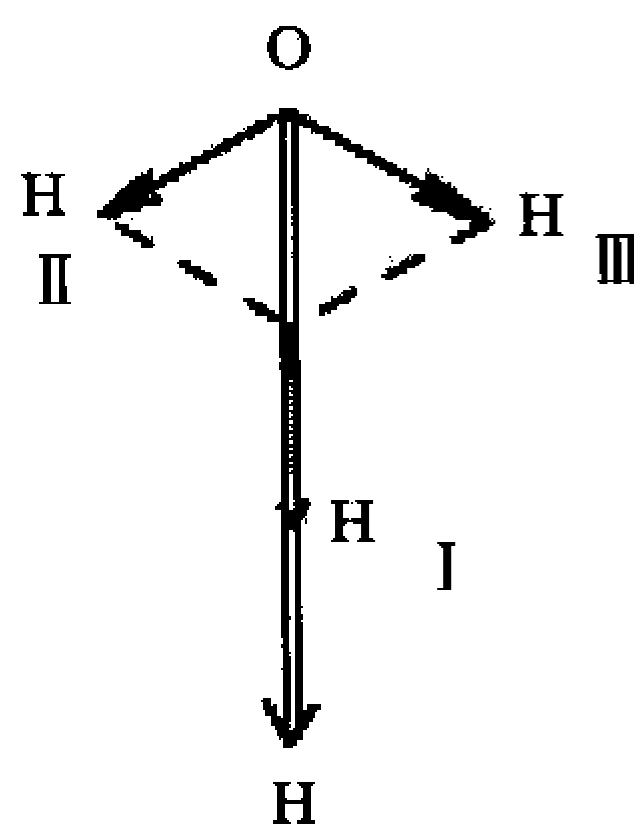


图 8.12　指示线圈产生的合成磁场

8.2.3.3　光电转换

风向信号也可以采用光电方式进行转换。这时信号发生装置主要是与风标转轴同轴的格雷码盘，格雷码盘由风标带动转动，其上一般有 n 个等分的同心圆，从最内第二圈开始二等分，第三圈四等分，依次作 2^3，2^4，…等分，最外圈为 2^n 等分，对 n 圈的同一半径上的每一等份作编码处理。图中涂黑的表示不透明，未涂黑处表示透明。每一个同心圆上放置一个红外发光管，n 个发光管排列在同一个半径上。在码盘下方放置与红外光源一一对应的 n 个光电接收管，作为转换器，如图 8.13 所示。当光通过码盘的透明部分时，光电接收管接收到的信号为"1"；当光通过码盘的不透明部分时，光电接收管接收到的信号为"0"。通过光电转换线路，把光信号转换为电信号，输入到指示、记录装置。

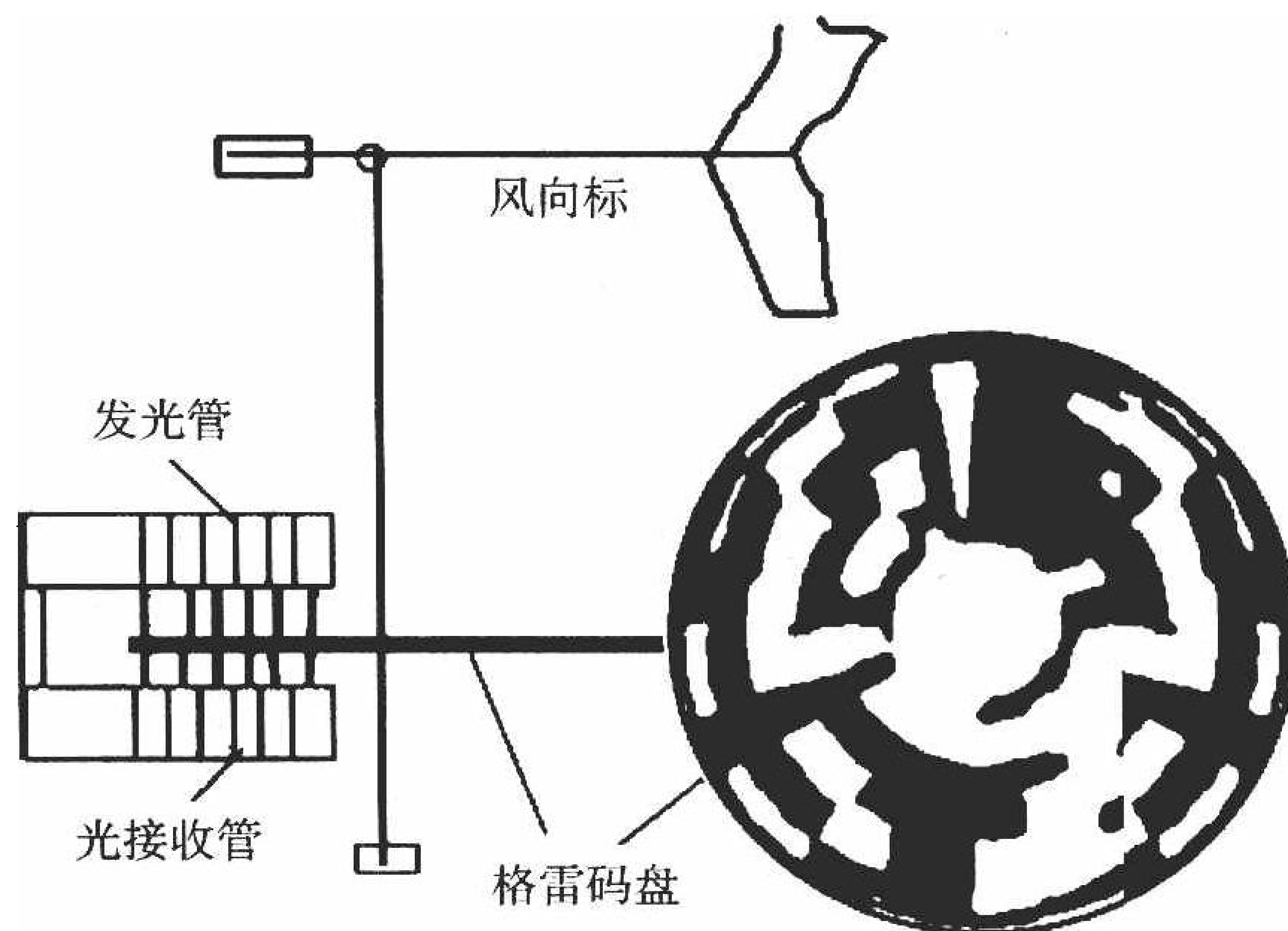


图 8.13　格雷码盘转换器

风标转动时，带动格雷码盘转动，就形成 n 位格雷码信号，实现风向与 n 位格雷码的转换。每一个码表示一个风向，风向分辨力为 $360°/2^n$。若采用 7 位格雷码，则分辨力为 360°/128=2.8°。

格雷码盘是一种特殊的二进制编码发生器，其每个相邻码道只有一位码发生变化，可有效地避免两个码道不同步而产生的误码，四位二进制码与格雷码对照如表 8.3 所示。二进制码与格雷码之间可以相互转换。

表 8.3　四位二进制码与格雷码对照表

十进制	二进制码	格雷码	十进制	二进制码	格雷码
0	0000	0000	8	1000	1100
1	0001	0001	9	1001	1101
2	0010	0011	10	1010	1111
3	0011	0010	11	1011	1110
4	0100	0110	12	1100	1010
5	0101	0111	13	1101	1011
6	0110	0101	14	1110	1001
7	0111	0100	15	1111	1000

8.2.4　风向测量误差

风向标的测量误差通常由感应和转换两部分误差因素引起，测量风向的误差主要有：

(1)启动误差

风速在风向标的“启动风速”以下时，由于转动部件的静摩擦作用，风向标不能转动，这时它的指向是随机的，风向测量误差不可确定。对气象观测而言，在风向标的启动风速以下，即使风向有指示，也不应录取风向值，这时风向统一记录成静风“C”。

(2)动态偏角

实际测量时，风向标往往不能达到动力平衡的要求，造成风向标即使在稳定的风场中也不能与风向取得一致，产生动态偏角。动态偏角的大小与风向标的设计或制造工艺有关；对于在设计定型中已解决了动态不平衡问题的风向标，在使用中主要取决于风向标的机械变形程度。

(3)惯性误差

在变化风场中，风向标的响应特性属二阶测量系统，其指向可能落后于风向的

实际值,也可能超前。

(4)转换误差

转换器的误差取决于分辨力,例如,十六方位块转换器的分辨力为 22.5°,实际测量的分辨力误差就在±22.5°内呈均匀分布。码盘编码转换器虽然分辨力较高,但误差的分布规律是相同的。

(5)零位误差

零位误差来源于两个方面,一是仪器本身的零位调整不准确;二是在安装时仪器定向不准。安装时,要将风向标正北方位与地理正北方位对准,由于风向标定向装置通常很短,因此无论采用北极星还是采用平行线的方法来定向,均会存在定向误差。在实际安装时应注意尽可能减小这种定向误差。定向造成的误差在测量中是恒定的,应设法加以修正。

8.3 风速的测量

8.3.1 旋转风速表

8.3.1.1 测量原理

旋转式风速表的感应部分,有风杯型、风车型和螺旋桨型。这里以风杯式为例来介绍旋转式风速表的测量原理。

风杯风速表一般由 3 个或 4 个半球形或圆锥形空杯组成。风杯安装在十字架或星形架的等长横臂上,杯的凹面沿圆周顺着同一方向,支架固定在能旋转的垂直轴上,如图 8.14 所示。

由于凹面和凸面所受的风压力不相等,风杯受风压后,向着凹面的方向作逆时针方向旋转,并受到空气阻力的作用。转动速度越快,空气阻力越大。在一定的风速下,风杯所受的扭力矩一定,风杯转速达到一定值后,空气阻尼力矩与风压力矩平衡,转速不再增加。可见,风杯旋转的速度与风速之间保持一定的关系。

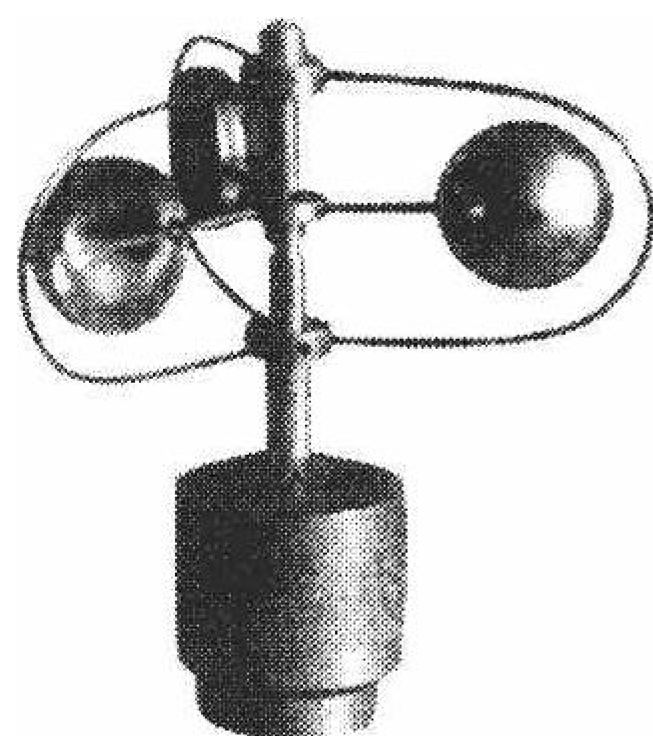


图 8.14 风杯

理论推导表明,它们之间的关系为

$$V = K\omega R = 2\pi RKN \qquad (8.3.1)$$

式中 V 为风速,K 称为风杯系数,ω 为风杯转动的角速度,N 为单位时间内风杯的转数。因此,测定了 N,就可以测出风速 V。实际上,风杯系数 K 常常由实验确定。对于各种杯形的风速器,K 值在 2.2～3.0 之间。

考虑到风杯转轴之间有摩擦，转换器也存在一定的阻力，因此风杯在转动过程中还受到摩擦力矩的影响。实际上，只有风压扭力矩大于摩擦力矩时，风杯才能启动。使风杯刚好开始启动的风速称为启动风速。由于摩擦力矩随着风速增大而减小，在小风速时摩擦力矩造成的相对误差较大。

实际的风速和风杯转速之间的关系是通过风洞实验来确定的，一般的关系式为

$$V = a + bN + cN^2 \tag{8.3.2}$$

式中 a 为由摩擦力矩所决定的常数，数值上等于启动风速值 V_0，通常为 0.5～1.2 m/s；b 为风速表系数，$b=2\pi RK$，它与风杯的结构和大小有关；c 是一个很小的系数，$c/b \approx 10^{-4}$，但却表明了风速与风杯转速之间并不成严格的线性关系。图 8.15 表示了风杯转速与风速之间的检定关系，在风速较大时，转速 N 与风速 V 能保持较好的线性关系；在风速接近于零时，曲线明显弯曲，曲线与纵坐标轴相交点的风速 V_{min}，即为启动风速。

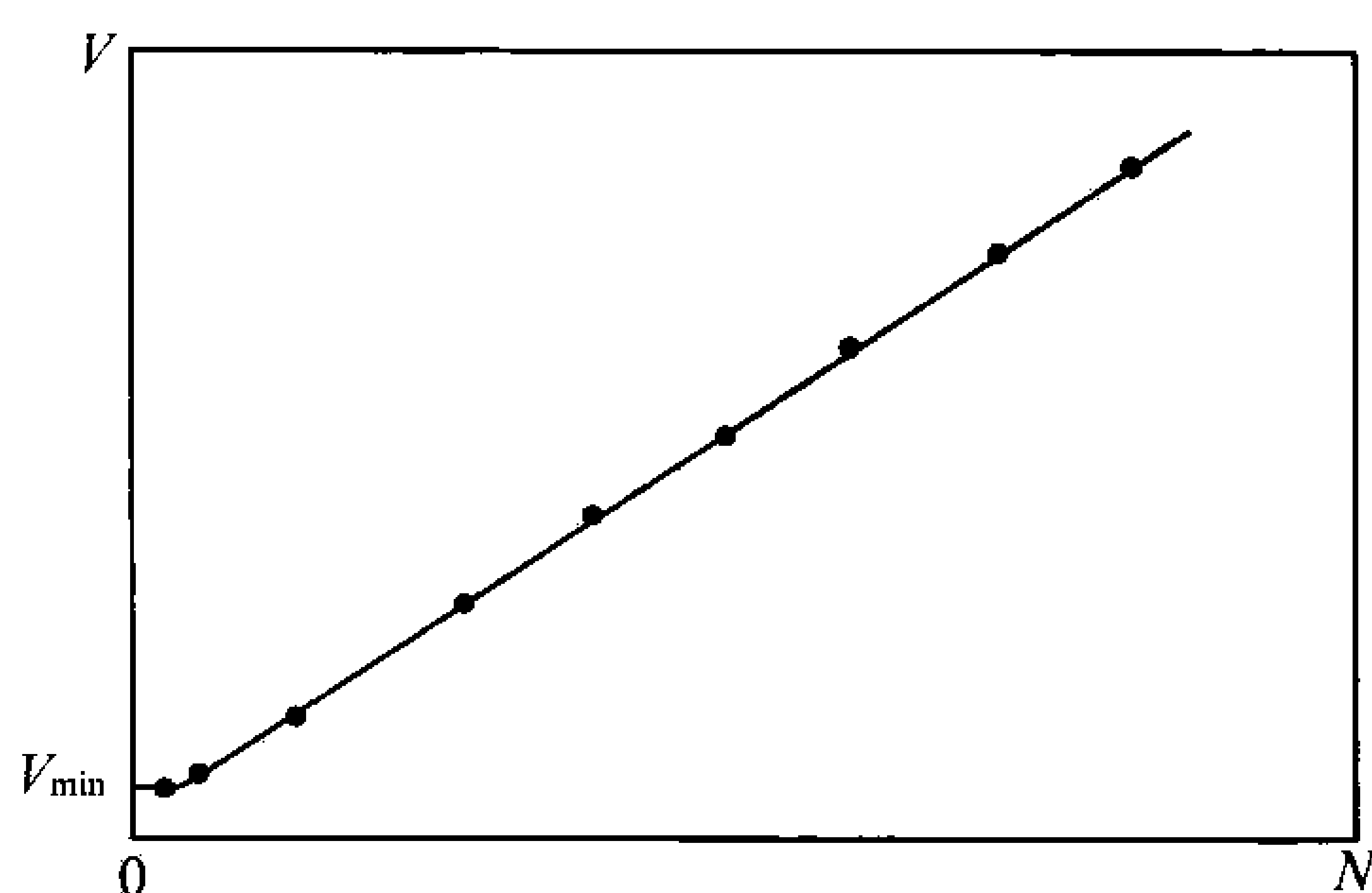


图 8.15　风杯风速仪的典型检定曲线

(8.3.1)式和(8.3.2)式不仅对风杯式旋转风速表适用，对其他类型的旋转式风速表也适用。

8.3.1.2　风速的转换

8.3.1.2.1　电机式

风杯的转动直接带动一个小型发电机的多极磁钢转动，发电机的输出电压与风杯的转速成正比，整流后通过直流电流表进行显示。

图 8.16 是电传风向风速计的风速转换电机内部结构。这是一个小型交流发电机，转子是一个八极磁钢，安装在风杯轴的下端，并随风杯转动而转动；定子是由上下两个圆型带齿的导磁环片和一组绕在胶木圈上的线圈组成。当风杯带动八极磁钢不断转动时，使定子线圈内的磁通按正弦规律不断变化。根据法拉第电磁感应定律，定子线圈上将产生交流感应电动势，其有效值与风杯转速成正比。通过整流滤波，直接在电流表上显示风速值。

8.3.1.2.2　光(磁)电式

风杯旋转轴上装有一圆盘，盘上有等距的孔。孔的上方置一红外发光管，正下方置一光电接收管，如图 8.17 所示。风杯带动圆盘旋转时，由于孔的不连续性，形

成光脉冲信号，经光电接收管接收放大后转换为电脉冲信号输出。每一个脉冲信号表示一定的风的行程。单位时间内的脉冲信号越多，风杯就转动得越快。通过对脉冲信号的计数，即可测量出风杯的转动速度。

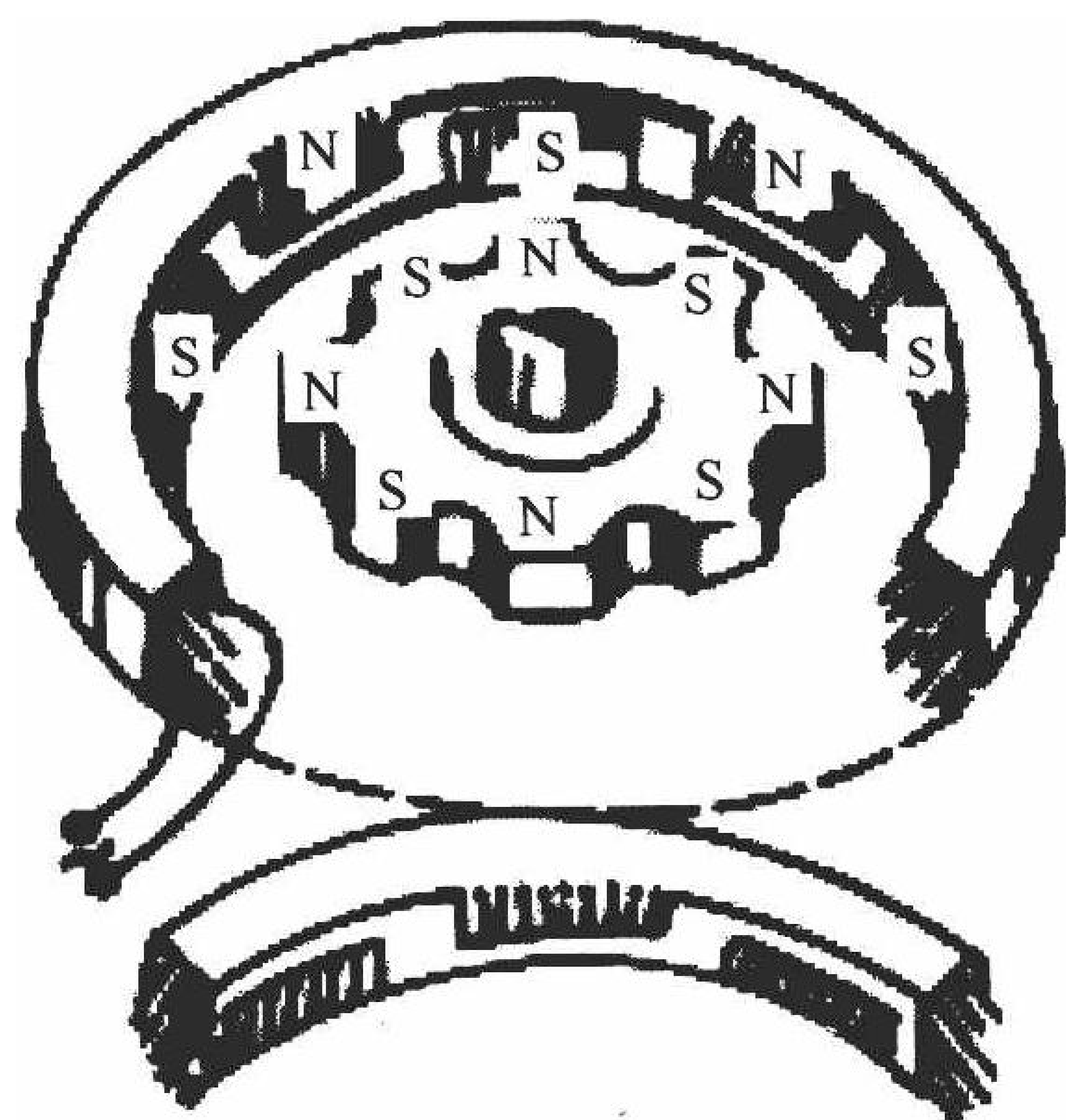


图 8.16 测速发电机

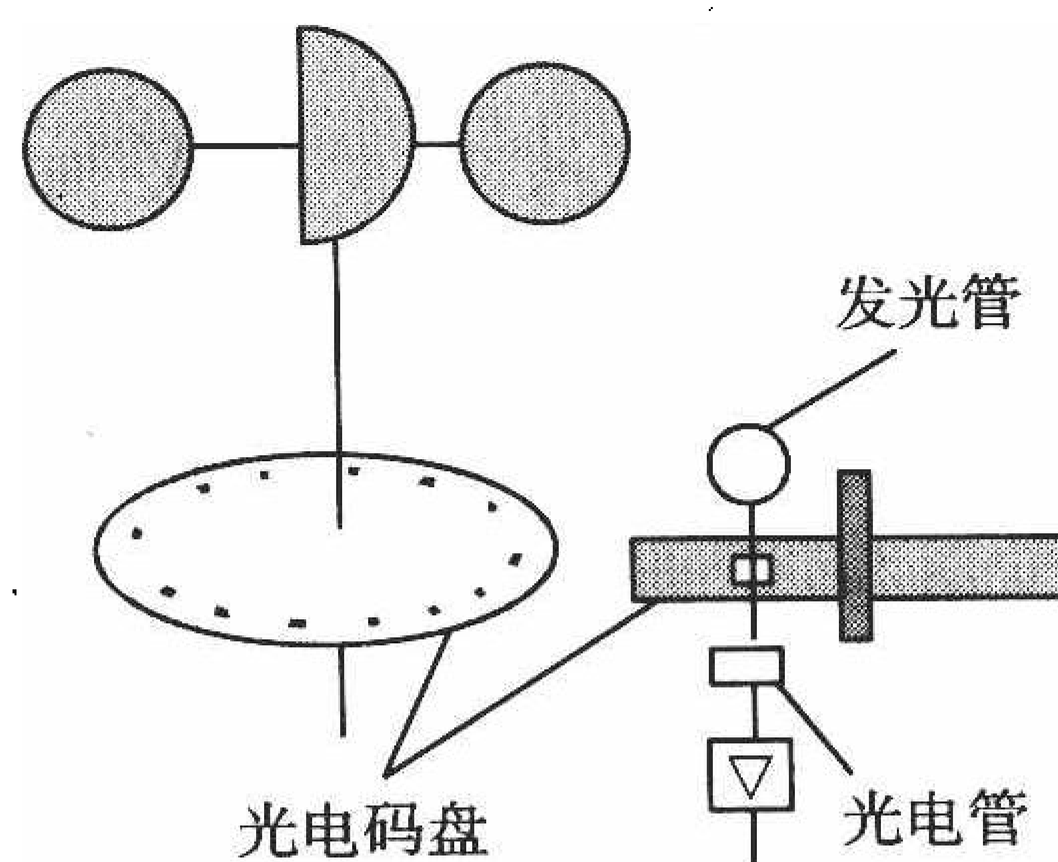


图 8.17 光电脉冲式风杯转换器

如果圆盘为磁性圆盘，通过霍尔元件进行转换，也可以产生正比于风速的脉冲信号，即构成了磁电式转换方式。如图 8.18 所示。

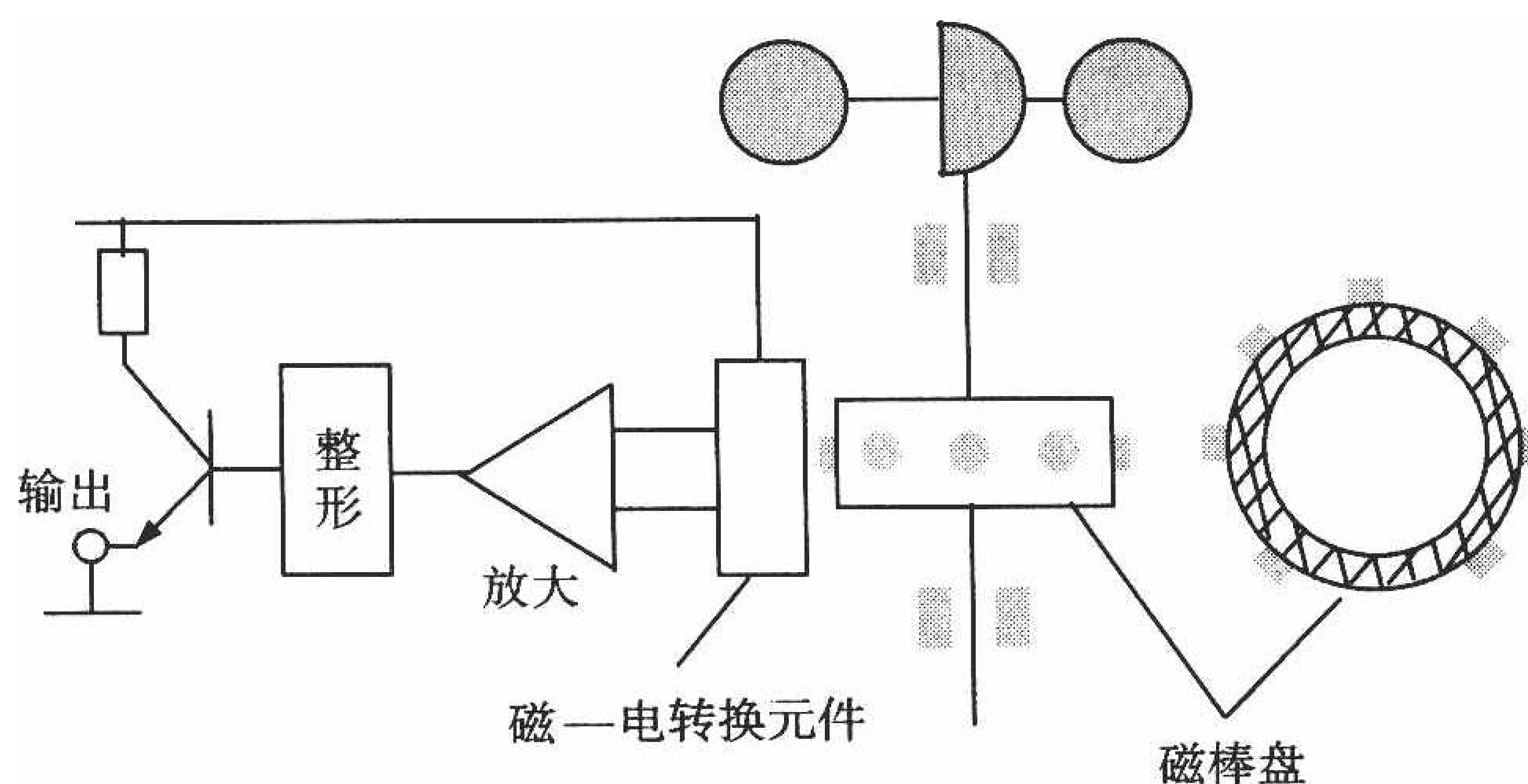


图 8.18 风速磁电转换器

8.3.1.2.3 磁感应式

在风杯的转轴上安装磁铁，在两极磁铁的下方安装一个非磁性物质制成的金属圆盘，圆盘与磁铁不接触。圆盘中心轴上装有游丝和指针，如图 8.19 所示。风杯转动，带动磁铁转动，磁铁磁场的变化在金属盘上产生电涡流，涡流又产生磁场，与磁铁磁场相互作用推动金属盘转动，并带动指针转动，但在游丝的力矩作用下，只能偏转一定的角度。磁铁转动越快，则指针偏转的角度也越大，其转动的角度与风速成正比。

8.3.1.3　旋转式风速表的惯性

旋转式风速表由于存在转动惯量、机械摩擦和空气阻尼等因素，其响应外界风速的变化也存在时间滞后、振幅衰减的现象，称为旋转式风速表的惯性。

假设在 t 时刻，外界风速跃变为 V_1，风杯的转速不能在瞬间跃变到 N_1，而是随时间有一个响应过程，响应过程中旋转式风速表的转动方程为

$$\frac{\mathrm{d}N}{\mathrm{d}t} = \frac{V_1}{L}(N_1 - N) = \frac{1}{T}(N_1 - N) \tag{8.3.3}$$

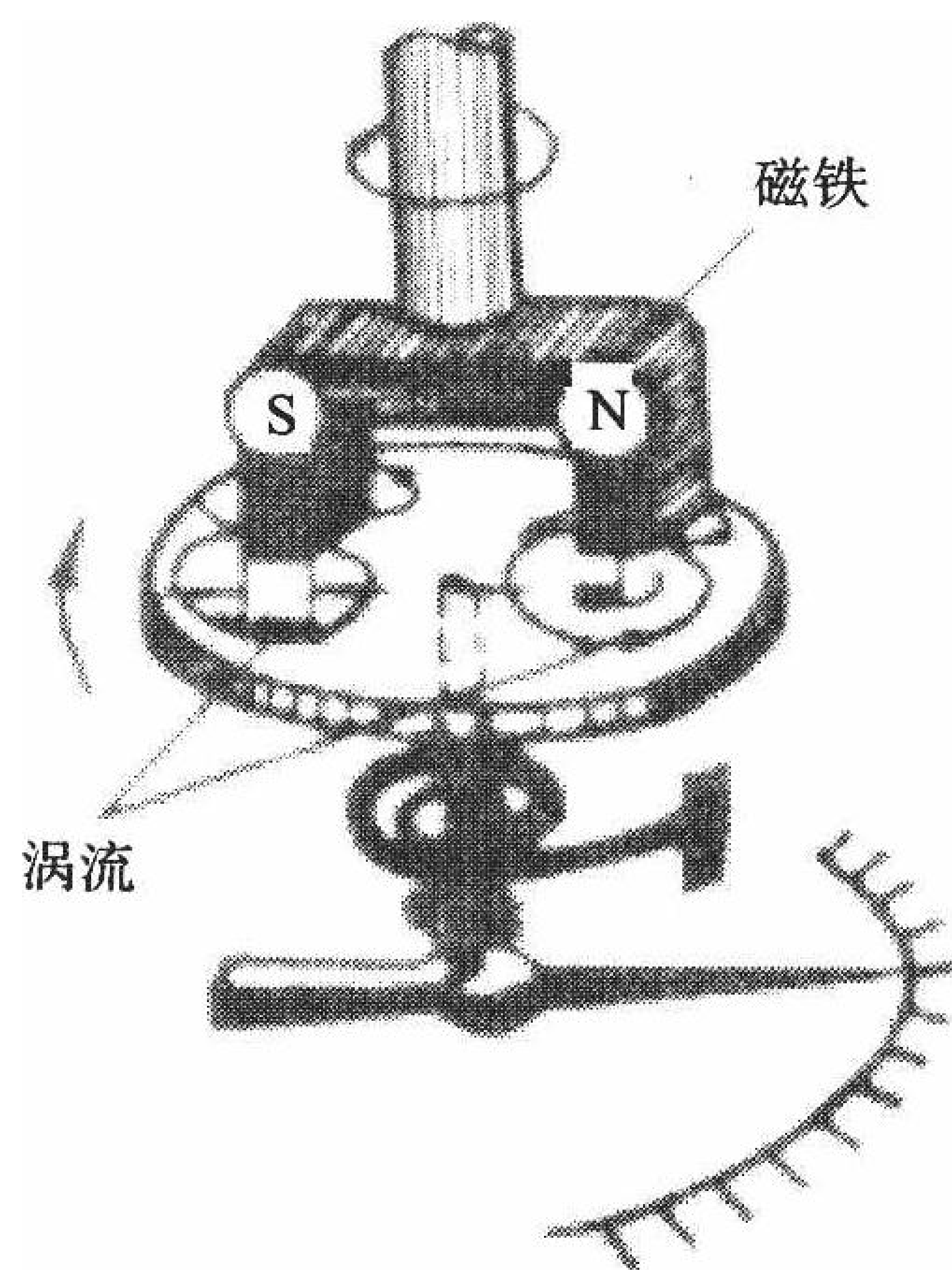


图 8.19　磁感应式测速

式中 L 称为风杯的距离常数，$T=\frac{L}{V_1}$，称为风杯的时间常数。代入初始条件 $N|_{t=0}=0$后，求得风杯转速的解

$$N = N_1(1-\mathrm{e}^{-\frac{t}{T}}) \quad \text{或} \quad N = N_1(1-\mathrm{e}^{-\frac{V_1 t}{L}}) \tag{8.3.4}$$

当 $t=T$ 或 $V_1t=L$ 时，风杯的转速为 $N=N_1(1-\mathrm{e}^{-1})$。因此，L 可定义为：风速表响应风速变化的$(1-\mathrm{e}^{-1})$，即 63%时，气流流过的距离。而时间常数 T 则是指风速表响应风速变化的 63%所需要的时间(s)。因为 $T=\frac{L}{V}$，所以风速表的时间常数随风速而变。这与第 5 章所讨论的温度表时间常数(热滞系数)有本质的差别：温度表的时间常数与环境温度无关，而风速表的时间常数却与待测风速成反比。因此，在给出风速表的时间常数时，应说明测试时的风速。

距离常数 L 是一个只与风杯本身物理性能有关的尺度常数，与风速大小无关。一般，距离常数越小的风速表，就越能较好地测出风速的高频脉动变化。在分析旋转风速表的测量误差时，风速表的距离常数是一个必须考虑的重要因子。为了获得具有一定代表性的平均风速，WMO 规定，风速表的距离常数为 2～5 m；也就是说，对于 2～5 m/s 的风速，风速表的时间常数为 1 s 左右。

8.3.1.4　旋转风速表的误差

8.3.1.4.1　启动误差

与风向标的启动情况一样，如果风力不能克服转轴的静摩擦，风杯就不能转动。风杯的启动风速，即为风杯风速表的测量死区。一般情况下，风向和风速传感器的启动风速应一致。

8.3.1.4.2 滞后误差

由于风速表响应风速的变化需要一定的时间，因此，在达到平衡时测量出的风速与实际风速之间就存在误差，风速表的距离常数 L 越大，测量的滞后误差就越大。

8.3.1.4.3 惯性误差

从上述对风杯风速表惯性的分析中可知，在风速增大和减小两种趋势下的时间常数是不相同的，风速增大时其时间常数小，而风速减小时其时间常数大。因此，风杯风速计的输出总是落后于风速的实际变化。假设实际风速作理想矩形脉冲变化，风速在上半周期内维持恒定的 V_0，而在下半周期跃变到 V_1 并维持恒定，如图 8.20 所示。当风速由低风速突升至高风速时，由于时间常数小，风杯的跟踪能力将优于风速由 V_0 降至 V_1 时。也就是说，当风速突降时，风杯的惯性影响比之风速突升时显得更为突出。这样，在一定时间内，风杯风速表指示的平均风速 $\overline{V}$ 将高于实际风速平均值$(V_0+V_1)/2$，这种特性称作“过高效应”。“过高效应”造成风杯风速表的测量结果存在系统偏差，其大小取决于时间常数。

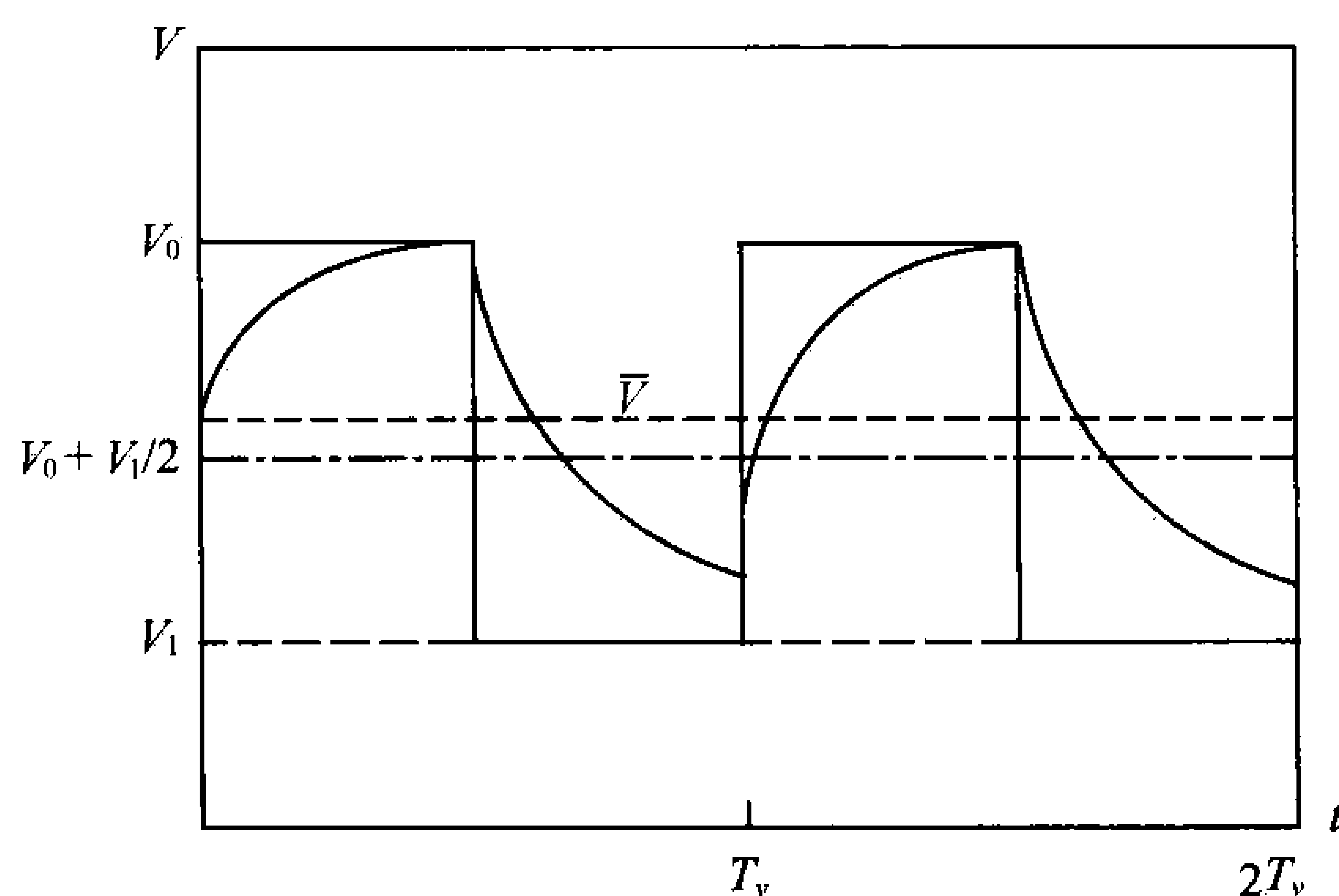


图 8.20 风杯风速计过高效应

此外，由于空气密度的变化和大气湍流的存在，以及风杯安装不垂直等等也会引起测量误差。

8.3.2 声学风速表

声学风速表是采用声波在大气中的传播速度受到风速影响的原理来测量风速的。如果两组声发送器和接收器在一定的距离上成等距平行对向排列，如图 8.21 所示。

图中 T_1、R_1 为一对，T_2、R_2 为一对。d 是两个相对的声换能器间的距离。T_1、T_2 为发射换能器，R_1、R_2 为接收换能器。受风速影响，同时发出的声波，其顺

向和逆向接收信号就会有时间差。

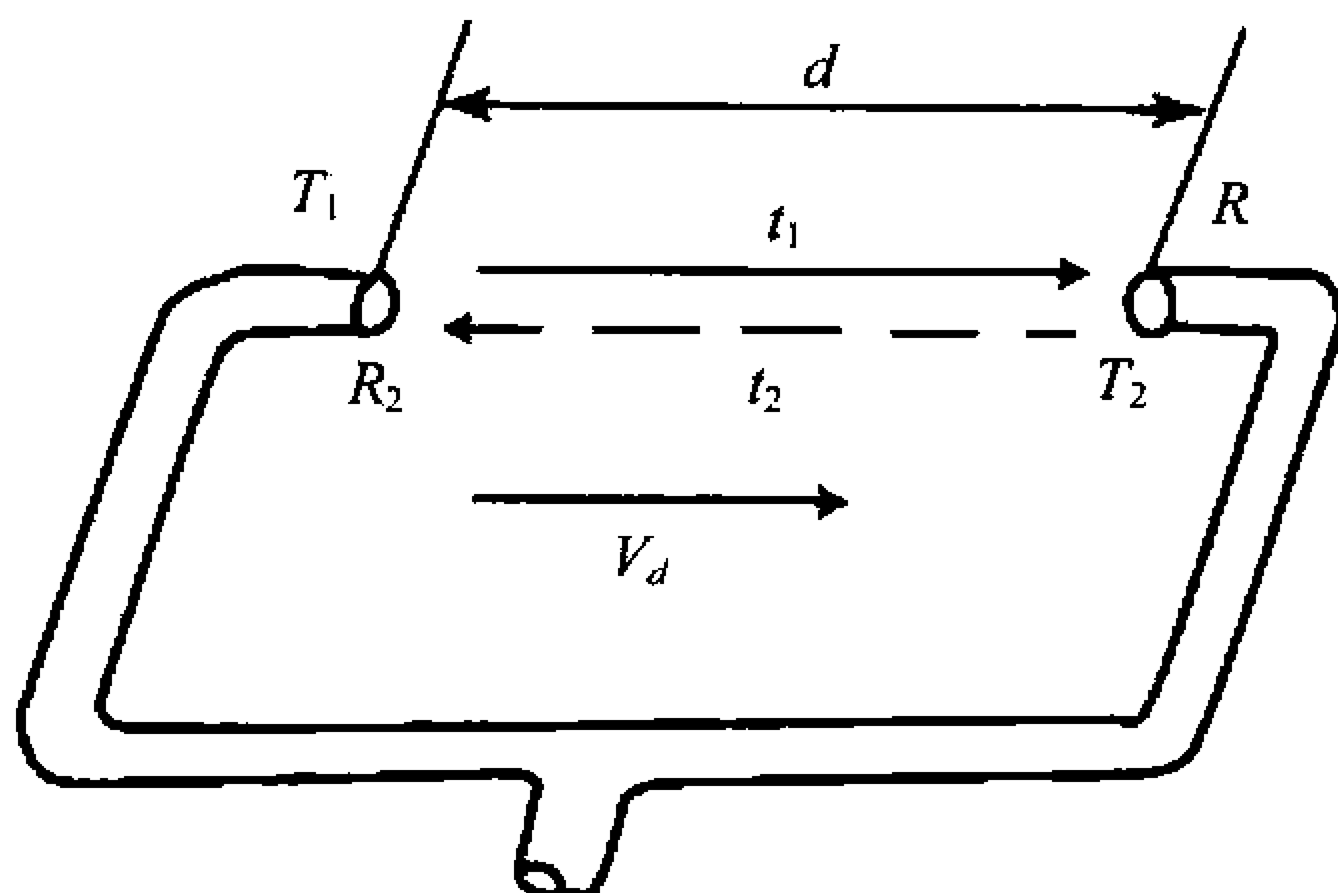


图 8.21　声学风速表组

假设，t_1 和 t_2 分别为声波从 T_1 传播到 R_1、T_2 传播到 R_2 的时间，V_d 为风速沿该方向的分量。传播的时间差为

$$(t_2 - t_1) = \frac{d}{c - V_d} - \frac{d}{c + V_d} = \frac{2dV_d}{c^2 - V_d^2} \tag{8.3.5}$$

整理后得到 $V_d = \frac{c^2}{2d}A(t_2 - t_1)$　　(8.3.6)

式中 c 为声速，A 为与风速 V_d 和声速有关的系数，$A = 1 - \frac{V_d^2}{c^2}$。

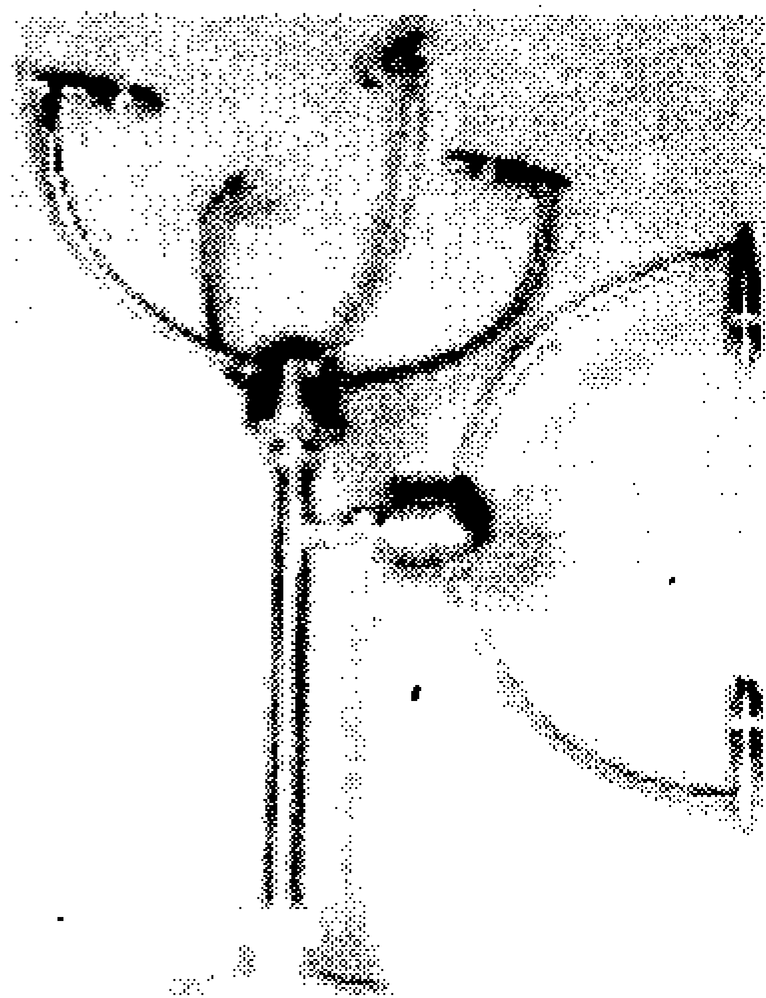


图 8.22　超声波风速表

如果风速远小于声速，A 值近似为 1。用(8.3.6)式计算风速时，A 值与测量时的声速有关，而声速又受温度、气压和湿度的影响，会造成风速测量误差。从(8.3.5)式还可以推导出

$$V_d = \frac{d}{2}\left(\frac{t_2 - t_1}{t_2 \cdot t_1}\right) \tag{8.3.7}$$

可见，用此式计算风速避免了大气温度、压力和湿度对声速的影响，但时间测量误差对计算风速影响较大。

上述方法只能测量出沿声换能器方向的风速分量，为了测量出水平风速，必须采用两组正交的声换能器分别测量两个相应分量，合成后即可得到水平风速。

三维声学测风传感器如图 8.22 所示，在 x, y, z 三轴上都设置有上述换能器，可同时测出风在三维空间上的各个分量 v_x, v_y, v_z。

8.3.3　压力式风速仪

利用风的压力来测定风速的仪器有两种，一种称为风压板，是利用自然下垂的板其所受到的风压大小(表示为板的倾角大小)与风速的平方成正比的原理来测定风速的。另一种是压管式，是利用流体的全压力与静压力之差来测定风速。经常采用的是皮托管。

图 8.23 中所示的双联皮托管的一根管子的管口迎着气流的来向，它感应气流的全压力为

$$p_a = p_c + \frac{1}{2}\rho V^2 \tag{8.3.8}$$

式中 p_a 为气流的全压力，p_c 为空气的静压力，ρ 为空气的密度，V 为风速。另一根管子背着气流的来向，它感应的压力 p_b，因为有抽吸作用，比静压力稍低

$$p_b = p_c - \frac{1}{2}c\rho V^2 \tag{8.3.9}$$

式中 c 为小于 1 的仪器常数。因此，两个管子所感应的压力，有一个压力差 $\Delta p = p_a - p_b = \frac{1}{2}\rho V^2(1+c)$。整理后，就得到风速的计算公式

$$V = \left[\frac{2\Delta p}{\rho(1+c)}\right]^{\frac{1}{2}} \tag{8.3.10}$$

可见，只要测量出 Δp，即可求得风速 V。

图 8.24 是皮托管的内部结构，总压孔感应全压力，静压孔感应静压力，利用两者的差压来测量风速。实际测量时，把皮托管安装在风向标的头部，使其始终对准风向，即构成一种压管式达因风向风速计，如图 8.25 所示。

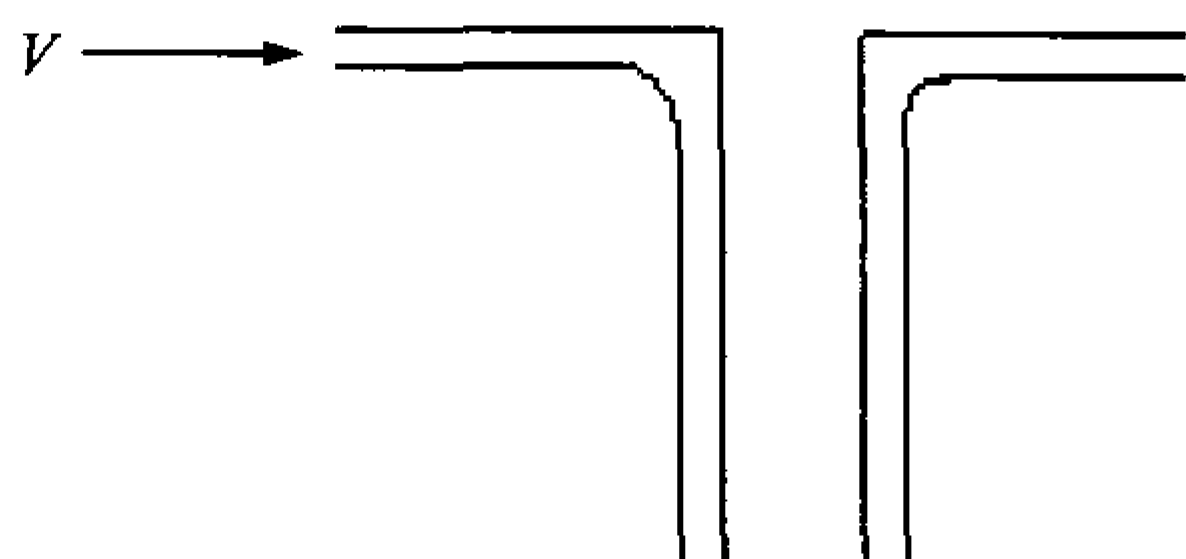


图 8.23　双联皮托管

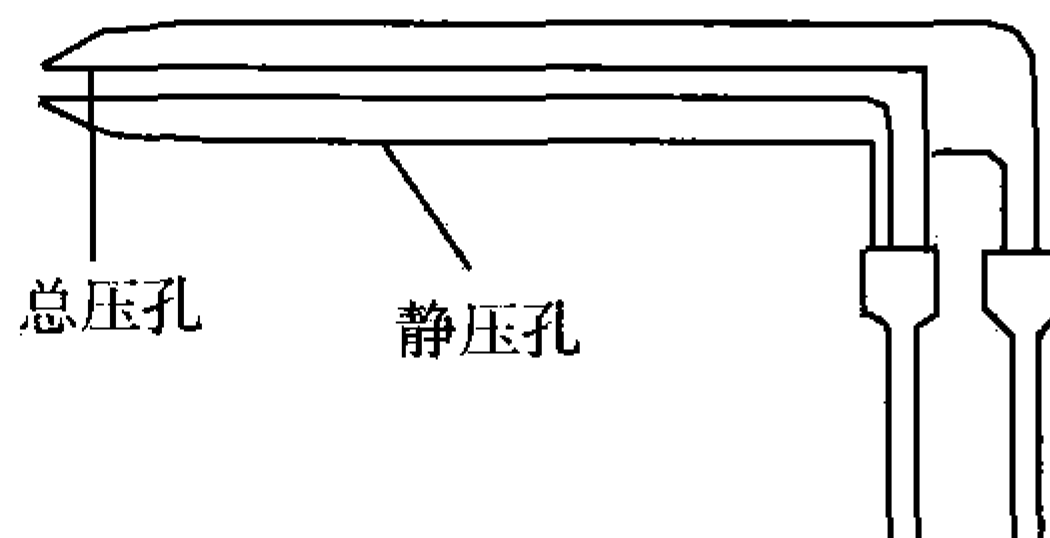


图 8.24　皮托管的内部结构

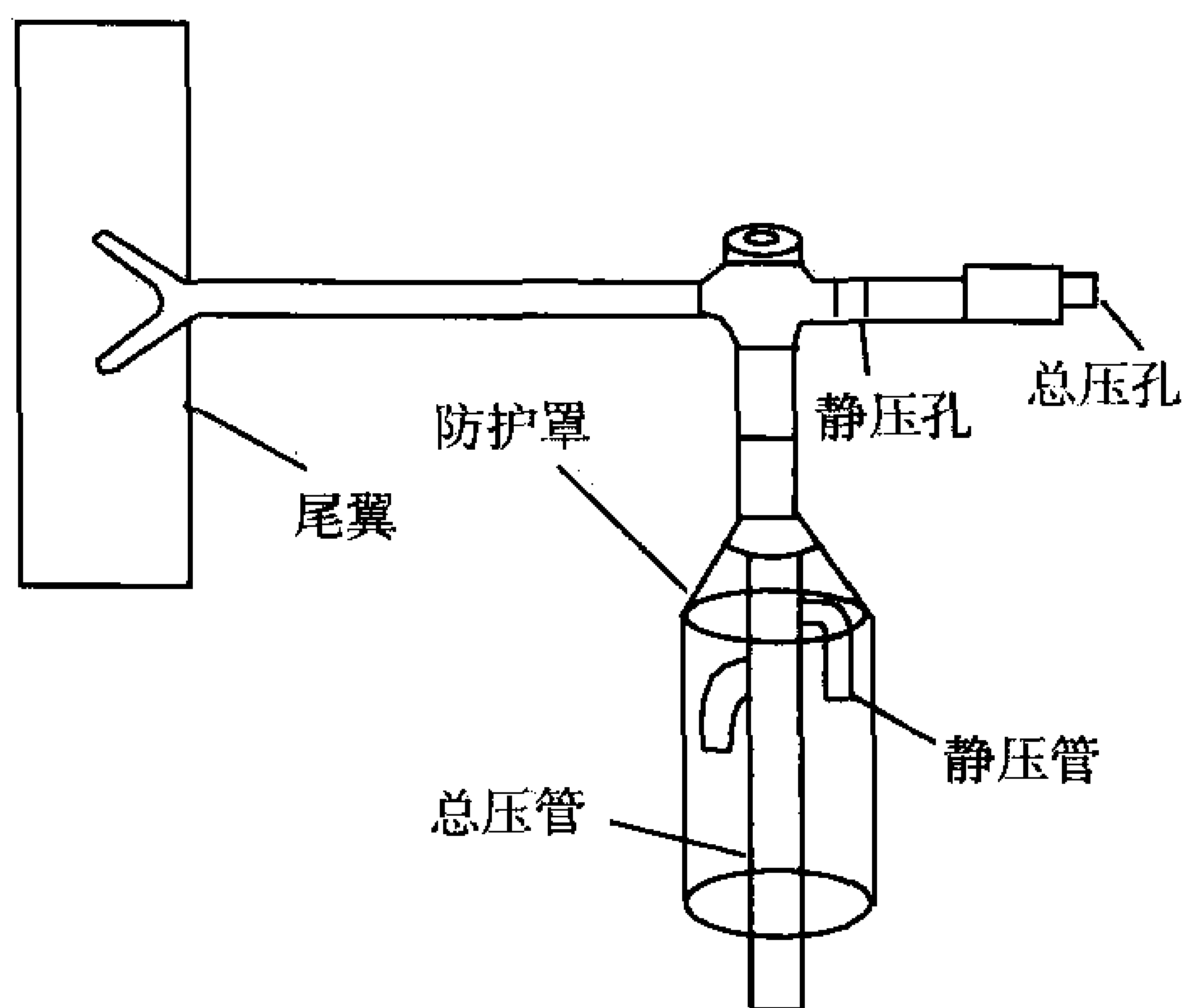


图 8.25　压管式达因风向风速计示意图

8.3.4 散热式风速表

一个被加热的物体，如金属丝、金属膜或金属球，其散热速率与周围空气的流速有关，据此原理可设计成散热式风速表。例如热线、热球风速表。

设被电流 I 加热的金属丝（电阻为 R_t）产生的热量为 Q_1，则

$$Q_1 = 0.24I^2R_t \tag{8.3.11}$$

当该热线处于气流速度为 v 的流场中时，它散失的热量为 Q_2

$$Q_2 = (A + B\sqrt{V})(t - \theta) \tag{8.3.12}$$

式中 A、B 为常数。其中，A 代表分子的散热作用；B 代表气流的作用。$(t-\theta)$ 为热线与气温的温差。

当达到热交换平衡时，由上两式可得

$$0.24I^2R_t = (A + B\sqrt{v})(t - \theta) \tag{8.3.13}$$

即

$$V = \left[\frac{\dfrac{0.24I^2R_t}{t-\theta} - A}{B}\right]^2 \tag{8.3.14}$$

由此式可见，若固定电流 I，便可以确定 V 与 $(t-\theta)$ 的关系（恒流式）；若保持 $(t-\theta)$ 不变，便可以确定 V 与 I 的关系（恒温式）。

散热式风速传感器的主要器件是加热元件和测温元件。加热与测温分别由两个元件承担的称为旁热式；合为一体的称为直热式。一般选用恒流源加热，以提供恒定的加热功率。旁热式的温度敏感元件一般选用半导体热敏电阻，有两种形式，如图 8.26 所示。直热式采用一根直径仅 5～10 μm 的铂丝，长度约几毫米到 20 mm，由于有较大的电流流经铂丝，其温度比四周气温可高出 200～500℃；铂丝既可用来感应外界的风速，又可用来测量热线的温度，时间常数可小至 0.01 s。

通常，散热式风速传感器采用尺寸很小的加热和热敏元件，因而频率相当高，时间常数小。在很小的空间内可以安装很多测量元件，空间分辨率很高，在大气探测中常用于小尺度的大气湍流探测。但其灵敏度随风速的增大而明显减小，非线性误差增大，对于大于 10 m/s 以上风速的测量，准确度很低。因此，仅适宜于小风速的测量，尤其对测量 0.01～1 m/s 的微风最为有利。

散热式风速传感器在测量时要求热线与气流来向垂直，即散热体的方向必须与气流的方向正交，否则由于对流热交换系数随热线与风向交角的不同而变化，从而使测量误差增大。一般，交角偏差应在 10°以内。另外，物体的热交换系数与通风量有关，即空气密度的变化直接影响风速的测量结果，若使用地点与检定地点的空气密度不同，应进行空气密度修正。

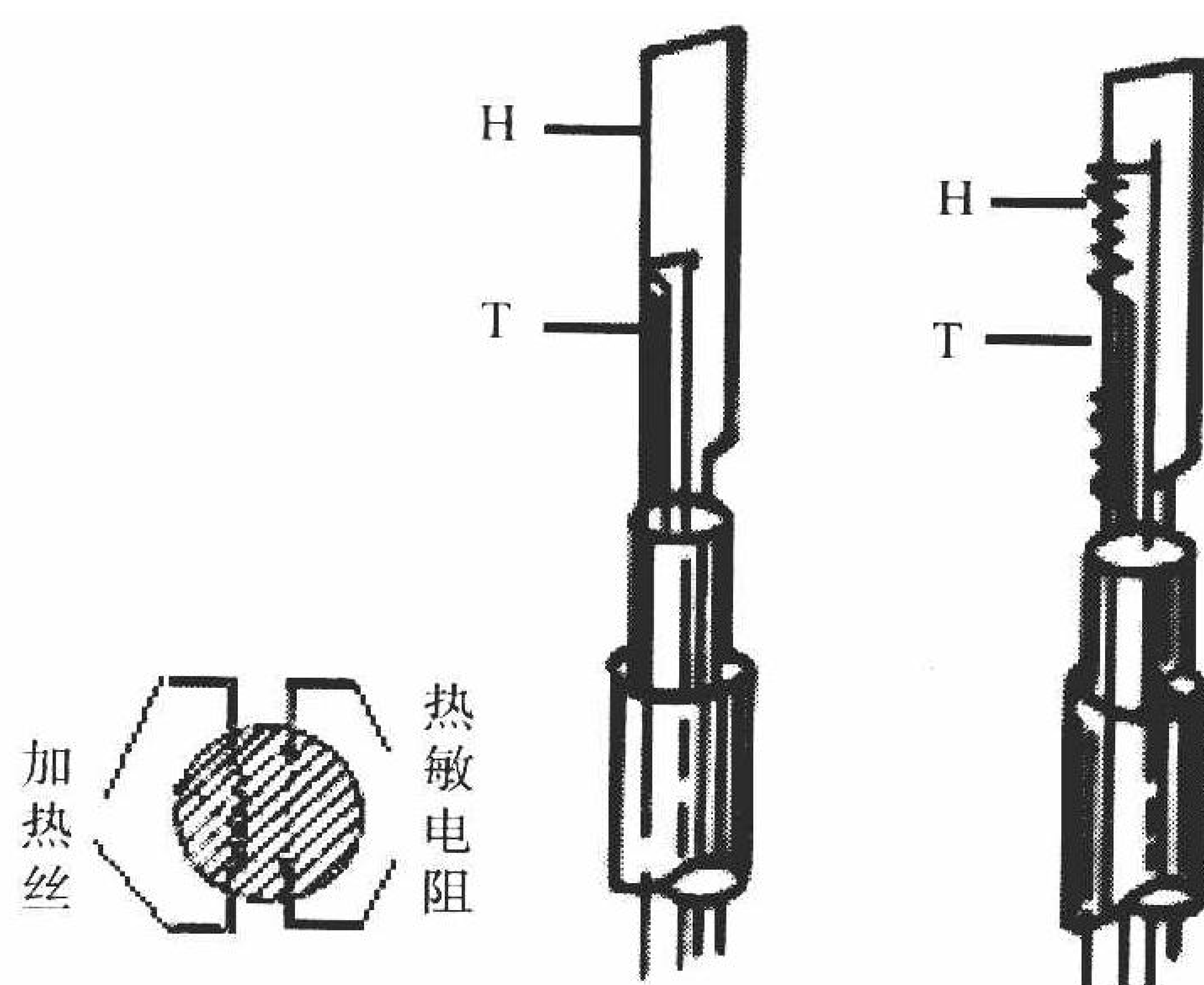


图 8.26　两种旁热式风速敏感元件

8.3.5　涡街式风速表

涡街式风速表基于“卡曼涡街”原理。在无限界流场中插入一根非流线形阻流体，在一定雷诺数范围内，阻流体下游会产生两排内旋的互相交替的旋涡，旋涡的频率正比于流速。这个原理是 1912 年由德国美籍科学家冯·卡曼首次确定，因此通常将这两排旋涡称为卡曼涡街，将阻流体称为旋涡发生体。近年来的研究结果表明，当流体单独绕流一根圆柱体时，在雷诺数 200～50000 范围内，由圆柱体产生的旋涡频率 f 与流速成正比，与圆柱直径 d 成反比

$$f = St\frac{V}{d} \tag{8.3.15}$$

式中 St 为比例常数，称作斯特劳哈尔数。

涡街测风正是基于卡曼涡旋列的规则性和周期性，可以采用超声波测量涡旋频率，即可得到风速值。超声波涡街风速传感器的结构如图 8.27 所示。

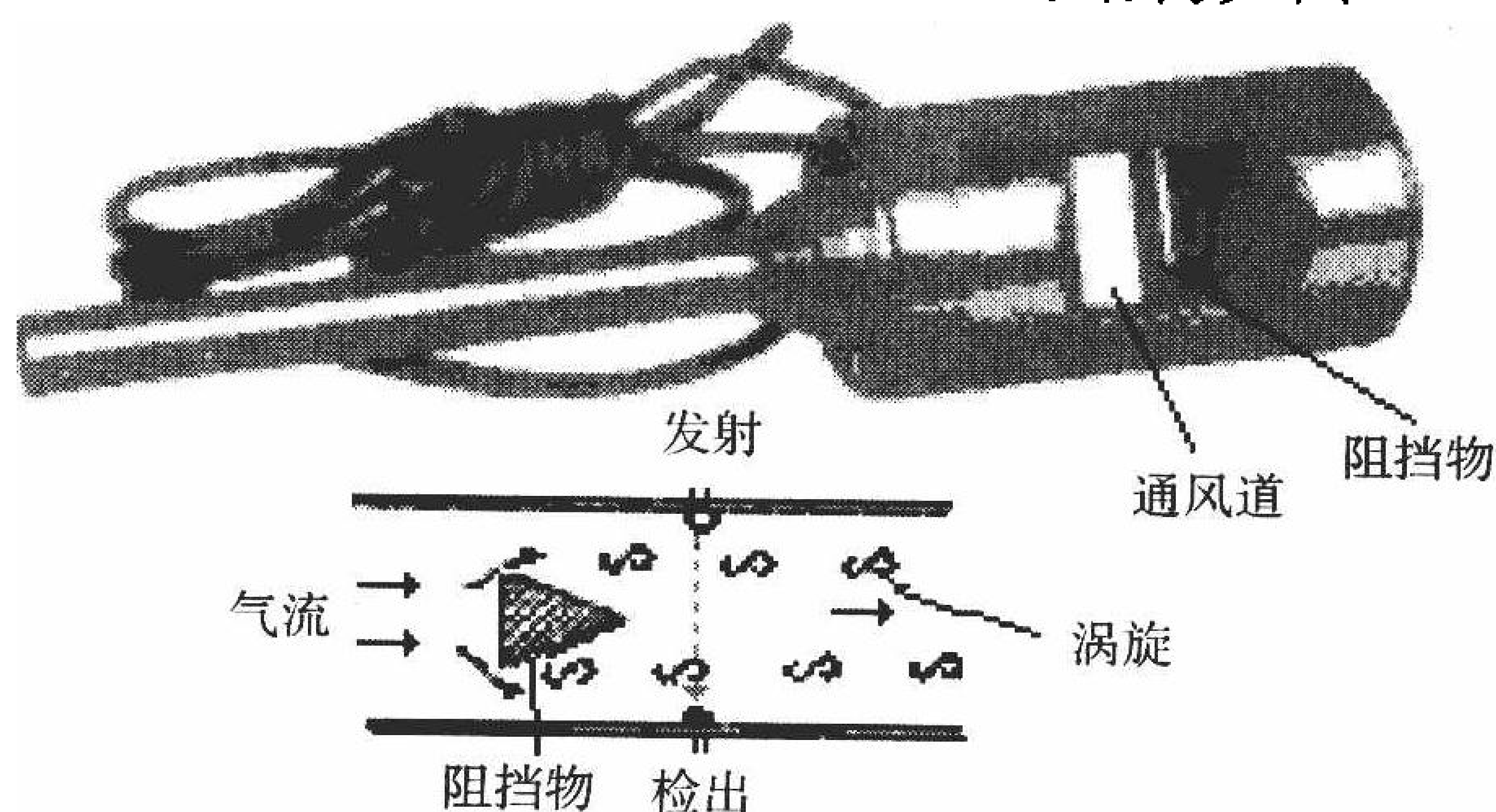


图 8.27　超声波涡街风速传感器及通风道结构

习　题

(1)为什么气象学需要观测 10 min 平均风向风速？而航空学需要观测 2 min 的平均风向风速？

(2)根据蒲福风级表，中文名称强风，对应为几级风？相当于在地面空旷地几米高度上？平均风速为多少？

(3)请给出“风向过零”处理算法的流程图。

(4)请给出风压的表达式，并说明风压式风向风速传感器有哪几种？

(5)什么是风向标的阻尼比？阻尼比对风向标的动态响应特性有何影响？

(6)用风向标的阶跃响应曲线说明阻尼比为 0.3～0.7 时为最好。

(7)什么是旋转式风速表的“过高效应”？它是如何形成的？

(8)试述光电码盘式风向变换器的构造及工作原理？采用格雷码有何优点？

(9)风向标风向传感器的零位误差来源于哪几个方面？零位误差有规律吗？如何修正？

(10)推导恒流式和恒温式散热风速传感器的测量方程。

(11)推导说明为什么散热式风速传感器的灵敏度随风速的增大而明显减小？非线性误差增大？

(12)为什么散热式风速传感器在测量时要求其热线与气流来向垂直？

(13)散热式风速传感器在什么情况下需要进行空气密度修正？

(14)超声波温速仪为什么既能测量风向风速又能测量温度？

(15)试述超声波涡街风速传感器的测量原理，说明超声波涡街风速传感器与超声波风速仪的联系与区别？

(16)查阅资料，以“当前测风新技术”为题写出读书报告。

第9章　降水量、积雪深度和蒸发量的测量

降水是指从云中降落或从大气沉降到地面的液态或固态的水汽凝结物，包括：雨、雹、雪、露、雾凇、白霜和雾降水。在一段时间内降落到地面的降水总量，用降水所覆盖的水平地表面的垂直深度来表示（固态降水用水的当量）。降雪也可用覆盖在平坦水平地表面上的积雪深度来表示。降水的点测量结果是进行区域降水分析的基本数据源。

降水测量与其他气象要素的测量相比有其特殊性。降水的时空分布很不均匀，因此需要比较密集的观测网来进行测量。孤立的个别点降水测量结果没有多大的实际意义。降水过程十分复杂，既有大尺度天气背景下产生的，也有中小尺度天气背景下产生的，甚至还有个别云块下雨的；而且降水有液态雨和固态雪。因此，降水测量仪器较为庞杂，在安装上也有特殊要求。

在自然界中，蒸发是海洋和陆地水分进入大气的唯一途径，是地球水文循环的主要环节之一。它对气象、水文、农业研究都具有重要意义。但自然条件下的蒸发是很复杂的，影响蒸发的因素很多，主要有大气及蒸发面的温度、湿度、风速及其垂直梯度，大气压力，以及蒸发面的性质等。因此，蒸发的测量和研究是一个广泛而复杂的课题。

本章主要介绍降水量的主要测量方法，介绍雨量器、翻斗式雨量计、虹吸式雨量计、电容式、水导式、光电水滴式等雨量传感器的结构原理，讨论了承水式降水测量仪器的主要误差来源；还介绍了积雪深度的测量方法及相应的传感器和仪器，蒸发量的测量及几种蒸发器的结构原理。

9.1　降水量的测量

降水量是指降落在地面上的液态或固态降水，未经蒸发、渗透或流失而积聚在水平面上的水层深度。以积水深度表示，单位为 mm，取一位小数；固态降水应融化为液态水后再行测量。

9.1.1　降水量的测量方法

人类制造与使用降水测量仪器来进行降水测量的历史相当久远。早在公元前4世纪，印度人就制造出直径约8英寸（1英寸＝25.4 mm）的缸形承雨器进行降雨

观测，这是雨量器的雏形。后来，经过近 20 个世纪的缓慢发展，直到 16 世纪下半叶，降水测量技术才有了很大进展。

尽管液态降水测量仪器种类繁多，但归结起来，主要有承水法、光学法、雷达微波法和卫星遥感法。

承水法采用直接测量方式，先用一个一定口径的承雨器来收集雨水，再利用雨水的容积、重量、压力、导电特性、介电特性的变化随降水而变化的特性来测量降水量，有翻斗式、浮筒式、称重式、水导式、电容式、电功率法等，如表 9.1 所示。目前，我国气象台站常用的降水测量仪器有雨量器、虹吸式雨量计和翻斗式雨量计。检测降水与鉴别降水类型的仪器不同于测量降水量的仪器，它们作为天气现象监测器，已在第 4 章中进行了介绍。雷达微波法和卫星遥感法，在第 15、16 章中涉及。

表 9.1　降水测量方法与仪器

测量方法		测量原理	仪器
直接测量	翻斗式	一对斗形容器内储一定水量后自行翻转，同时启动开关（干簧管）闭合，电路导通，发出一个脉冲信号，使记录器或计数器记录或显示累计降水量。	翻斗式雨量计
	称重式	采用相应传感器测量雨水的重量。	
	压敏式	设置一列压敏元件，当承水器内液柱高度随降雨量变化时，液柱对相应高度上的压敏元件施以压力，使其输出电压发生变化。	
	水导式	当降雨量变化时，槽内水量增加，由于水是导体，接通排列于倾斜水槽两内侧的电极，两电极间的电阻反映了降水的大小与变化。	
	电容式	将水作为电介质，降水量的变化改变了水位高低，并转换成电容的变化，再将电容的变化转换成电流。	
	浮筒虹吸式	雨水流入浮子室，使浮子上升，带动自记笔在钟筒记录纸上划出记录曲线，并利用虹吸作用自动排水。从自记曲线上不但可以计算出降雨量，还可以计算出降水强度。	虹吸式雨量计
	电功率法	降落到加热器表面的雨水遇热蒸发将消耗一定的电功率。此电功率的大小与降水量成正比。	
遥感法	光学法	发光二极管发出一束红外光，在传播途径中若受到降水粒子的影响而被调制，则经过采样空间到达装有一水平栅栏的接收器，转换得到的电信号仅对降水的垂直运动敏感。对信号的频谱分析与检测即可得到降水的状态、类型和强度。	ASOS LEDWI
	雷达微波法	天气雷达发射的电磁波在空间传播时，若遇到雨、雪等降水粒子，将有部分辐射能量被反射而被雷达天线接收，称作雷达回波。由回波强度即可确定降水粒子的等效反射因子 Ze，而 Ze 值与降水强度有对应关系，即可测量一个区域内的降水强度和降水总量。	测雨雷达
	卫星遥感法	最初使用可见光及红外辐射计，得到可见光和红外图像，由云高和亮温间接估算降水强度；后来又利用吸收方式的被动微波技术，从假定的云层厚度及其观测亮温通过求解降水遥感方程，推断出降水强度；还可利用散射方式的被动微波技术，从降水粒子的散射得到降水强度。	

9.1.2 雨量器

雨量器是最早的、目前还在广泛应用的降水测量仪器。雨量器很简单，它包括两部分，雨量筒和雨量杯。雨量筒用来承接降水物，由金属圆筒（储水筒）、储水瓶和承接口组成。承接口有两种，一种是带漏斗的承雨口，另一种是不带漏斗的承雪口。漏斗为导水装置，使雨水流入贮水瓶，并能减少水分蒸发。雨量杯用来量取降水量，其直径与雨量筒直径之间的关系是一定的，如图 9.1 所示。

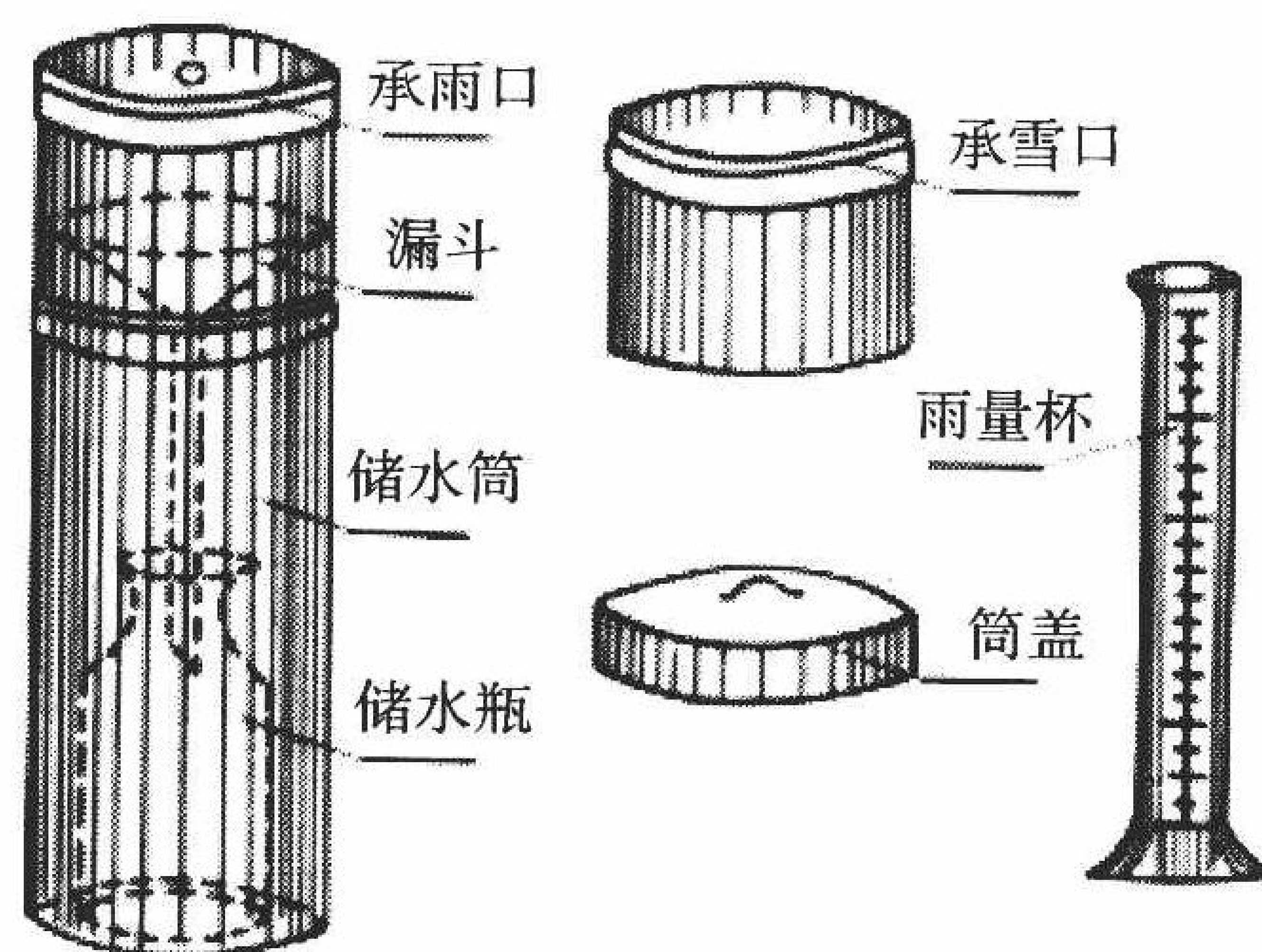


图 9.1 雨量器

假设承雨口（或承雪口）的半径为 R，雨量杯的半径为 r，那么降水量为 1 mm 时，在雨量杯中的降水的高度 h 为

$$h = \frac{R^2}{r^2} \tag{9.1.1}$$

我国现用的雨量筒的半径 R 为 10 cm，雨量杯的半径 r 为 2 cm。由此可知，筒内积水深度为 1 mm 时，量杯内水深应为 25 mm。因此，可将量杯上每 2.5 mm 刻制一条线代表降水量为 0.1 mm，这样可提高降水量测量的分辨力。

雨量器应安装在气象观测场内的固定架上，承水口保持水平，我国规定其离地高度为 70 cm；冬季积雪较深的地区，当雪深超过 30 cm 时，应距地面 1.0～1.2 m。周围应无其他高大物的影响。在无降水的天气条件下，应用筒盖盖住承水口。

雨量器测量降水完全是人工操作，而且必须在降水过后才能进行测量，无法实现气象观测的自动化和遥测化。

9.1.3 翻斗式雨量计

9.1.3.1 翻斗传感原理

翻斗的结构图如图 9.2 所示。显然，翻斗的重量 W_0 对转动轴 O 点的力矩 M_0

为

$$M_0 = W_0 d_0 = W_0 \overline{Oe_0} \sin\alpha \tag{9.1.2}$$

当翻斗承接有雨水，设 D 为翻斗宽，AB 为雨水的水平面，则水的重力 W_1 对回转轴 O 的转动力矩 M_1 为

$$M_1 = W_1 d_1 = W_1 \overline{Oe_1} \cos(\alpha + \gamma) \tag{9.1.3}$$

$$W_1 = \frac{1}{2} \overline{OA} \cdot \overline{OB} \cdot D \cdot \rho_{水} = \frac{1}{2} \overline{OA}^2 \cdot D \cdot \cot\alpha \tag{9.1.4}$$

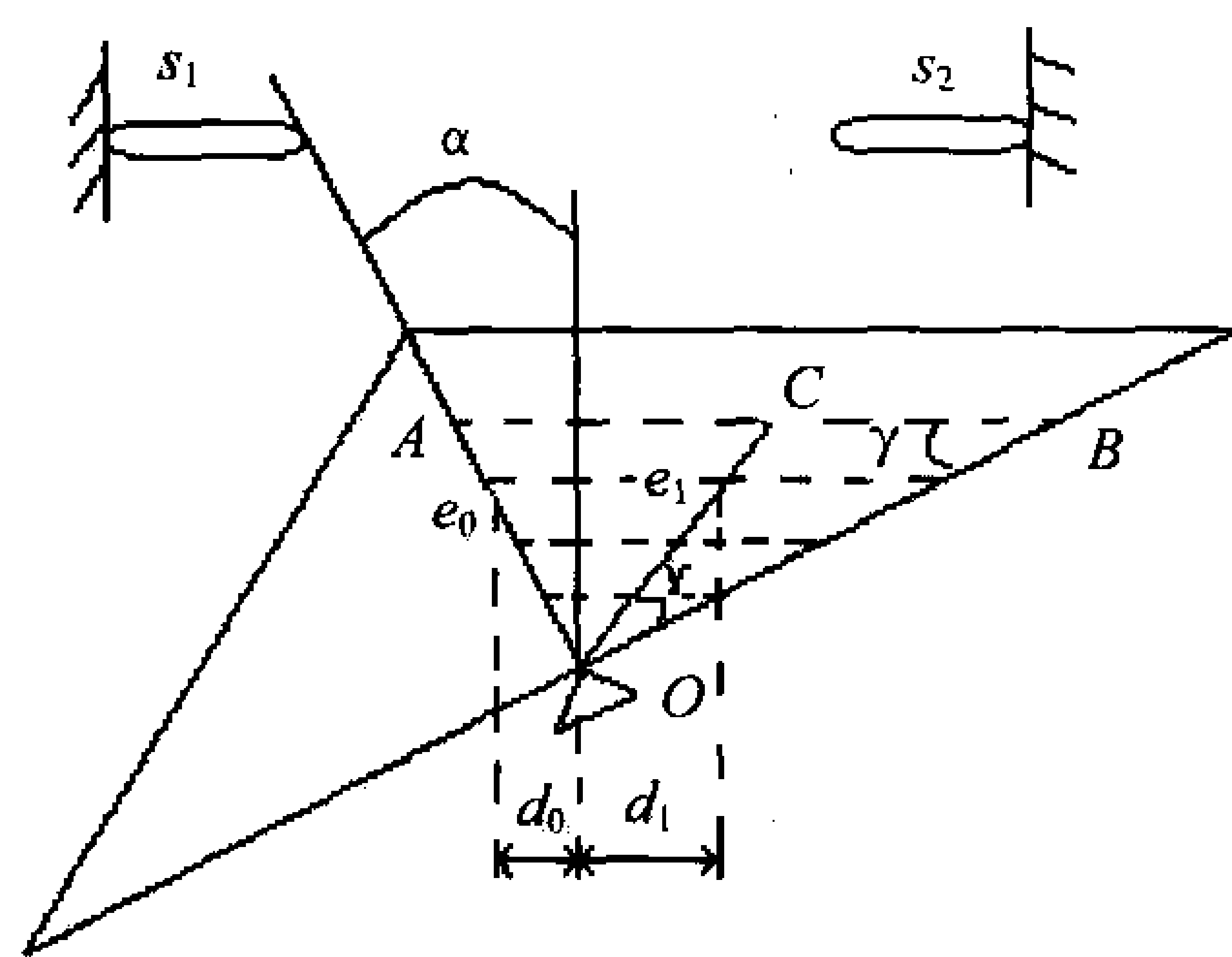
则
$$\overline{OA}^2 = \frac{2W_1 \tan\alpha}{D}$$

同理得
$$\overline{OB}^2 = \frac{2W_1 \cot\alpha}{D}$$

又按三角形重心计算公式有

$$\overline{Oe_1} = \frac{2}{3} \overline{OC} = \frac{1}{3} \overline{AB} = \frac{1}{3} \sqrt{\overline{OA}^2 + \overline{OB}^2}$$

则
$$M_1 = \frac{\sqrt{2}}{3} \cdot W_1^{\frac{3}{2}} \cdot D^{-\frac{1}{2}} (\tan\alpha + \cot\alpha)^{\frac{1}{2}} \cos(2\alpha) \tag{9.1.5}$$



O 为翻斗转动轴

e_0 为空斗重心位置

e_1 为翻斗启动瞬间水的重心位置

AB 为斗内水平面

d_0 为翻斗重心对 O 的臂长

d_1 为水的重心对 O 的臂长

α 、γ 为翻斗转动角

s_1 、s_2 为翻斗限位钉的位置

图 9.2 翻斗结构图

在理想条件下，要使翻斗启动，需满足：$M_1 \geqslant M_0$，即

$$\frac{\sqrt{2}}{3} \cdot W_1^{\frac{3}{2}} \cdot D^{-\frac{1}{2}} (\tan\alpha + \cot\alpha)^{\frac{1}{2}} \cos(2\alpha) \geqslant W_0 \overline{Oe_0} \sin\alpha$$

令 $\overline{Oe_0} = h$

则
$$C=\frac{\sqrt{2}}{3}\cdot(\tan\alpha+\cot\alpha)^{\frac{1}{2}}\frac{\cos(2\alpha)}{\sin\alpha}=f(\alpha) \tag{9.1.6}$$

式中 C 为翻斗系数，仅取决于翻斗启动角。

翻斗的启动承水量为

$$W_1\geqslant(DW_0^2h^2C^{-2})^{\frac{1}{3}} \tag{9.1.7}$$

可见，当翻斗的重量 W_0，重心高度 h，宽度 D 等结构参数确定后，翻斗启动所需水量 W_1 与启动角 α 存在单一的函数关系。调节翻斗限位钉 S_1、S_2 的位置，即可改变翻斗最大启动倾倒角 α，从而改变翻斗的启动承水量。常用的单斗承水量有 0.1 mm，0.2 mm，0.5 mm 等。

三翻斗式雨量传感器的承水量为 0.1 mm，主要由承水器、上翻斗、汇集漏斗、计量翻斗、计数翻斗和干簧管等组成，如图 9.3 所示。当有降雨时，承雨器里收集的降水通过漏斗进入上翻斗；当雨水累积到一定量时，由于水本身重力作用使翻斗翻转，水进入汇集漏斗。降水从汇集漏斗的节流管注入计量翻斗时，就把不同强度的自然降水，调节为比较均匀的大强度降水，以减少由于降水强度不同所造成的测量误差。当计量翻斗承受的降水量为 0.1 mm 时，计量翻斗把降水倾倒入计数翻斗，使计数翻斗翻转一次。在计数翻斗的不锈钢转轴上方装有一小型磁钢，靠近磁钢的支架上装有干簧管。干簧管是由一组导磁簧片组成的开关元件，封装在充有惰性气体的玻璃管中，会在磁钢作用下磁化而使簧片触点闭合。计数翻斗在翻转时，带动磁钢对干簧管扫描一次；干簧管因磁化而瞬时闭合一次。这样，降水量每达到 0.1 mm 时，就送出一个开关信号，将此开关信号进行累计计数就可测量降水强度和累积降水量。

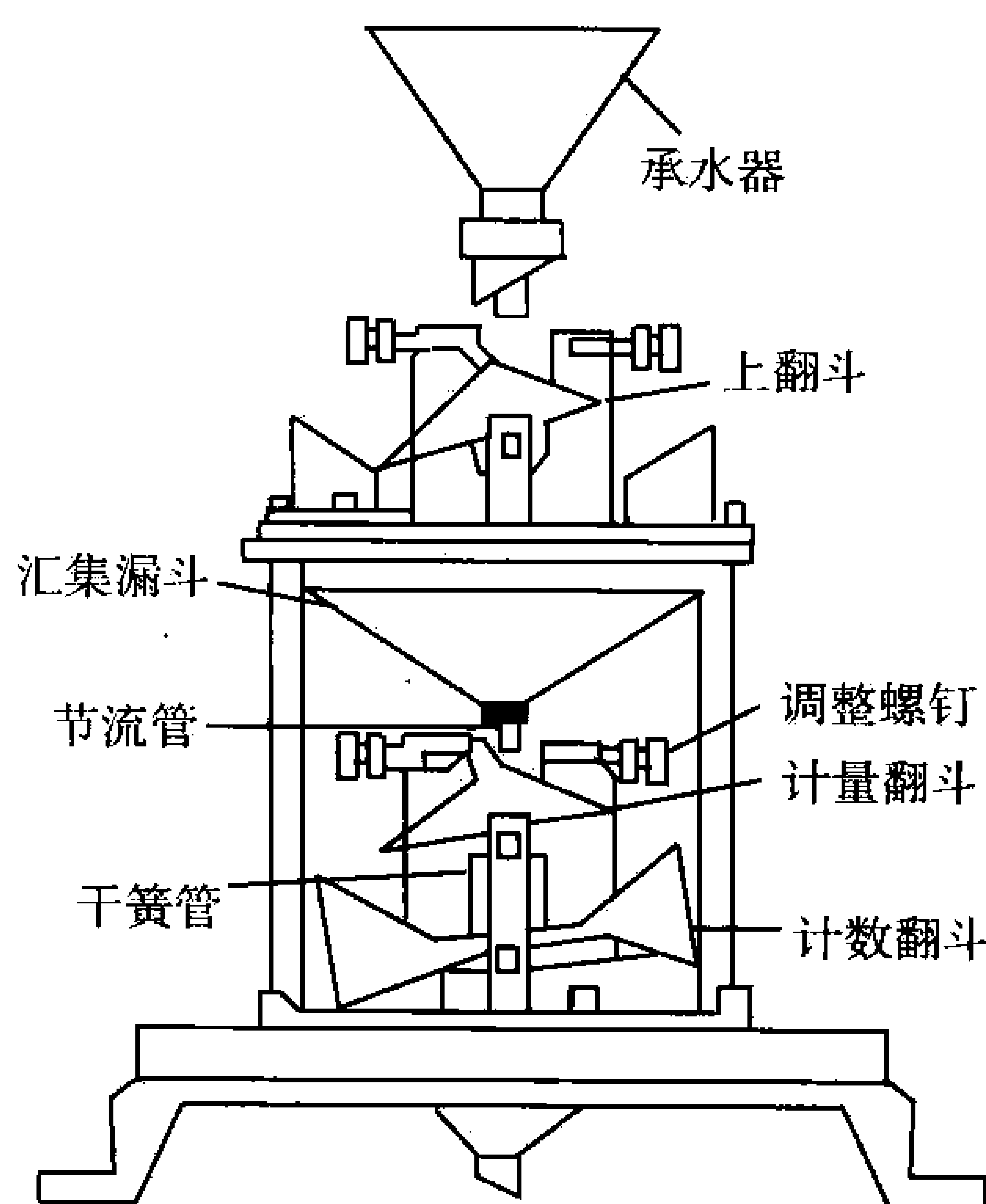


图 9.3 翻斗式雨量传感器的内部结构

翻斗式雨量计一般只能测量液态降水量。为了能在寒冷季节特别是对于固态降水量进行自动测量，目前已研制出一种带加热装置的翻斗式雨量计，将降落到承雨器里的降雪融化后再测量，但是，由于风和融雪的蒸发导致测量误差较大，加热式翻斗雨量计的测量效果并不好。

9.1.3.2 翻斗误差

当翻斗盛积的雨水达到启动值 W_1 时，翻斗就要翻转。但每翻转一次倾倒出

的水量 θ

$$\theta = W_1 - q + \Delta w \tag{9.1.8}$$

式中 q 为倾倒后在斗内残存的水量，Δw 为翻斗从开始翻转到中间隔板越过进水口这段时间内继续进入斗内的水量。

翻斗在翻转过程中的进水量受降水强度 h 的影响，即：$\Delta w = h \cdot \Delta t$。$\Delta t$ 是翻斗从起动到中间隔板越过进水嘴的时间，主要取决于翻斗材料和翻斗质量等。采用轻质材料，薄的斗壁，可使翻斗的转动惯量减小，从而可缩短 Δt。根据实验，Δt 约为 0.22～0.24 s。

另一方面，由于自然降水强度 h 是随机变量，因而 Δw 也时大时小，从而影响每斗倾倒的水量 θ。测试表明，在翻斗雨量计的雨强适应范围内，由于降雨强度不同，可以产生约 2%的误差，最大可达 16%。为了使 θ 接近常数，德国新型翻斗雨量计通过在汇集漏斗内设置缓冲过滤器，使进入翻斗的雨水强度比较均匀。而 SL1 型翻斗雨量计采用增加一个上翻斗和汇集漏斗的办法。但有些厂商和业务部门则宁可生产和使用计量分辨力较大的单翻斗。

9.1.3.3　改进型翻斗传感器

(1)断流翻斗

传统翻斗雨量传感器的误差主要来源于翻斗在翻转瞬间，中间隔板尚未越过中心线之前，漏斗内仍有雨水向翻斗注入；随着雨强的增大，注入的水量也增加，仪器的测量误差与降水强度呈线性关系。断流翻斗对传统翻斗的结构作了改进，设计了新颖的断流装置。即在进水漏斗内放置了一个小球，翻斗两边各安装了一个小钩。当翻斗翻转瞬间，小钩离开小球位置，小球依靠重力落下，封住漏斗口，阻止雨水流入翻斗；当翻斗翻转结束后，翻斗另一边的小钩又恰好重新托起小球，使雨水通过小球与漏斗口的间隙，沿小钩流入翻斗，从而使翻斗在翻转过程中不进或少近雨水，减少了雨强变化对测量结果的影响，如图 9.4 所示。

(2)溢水翻斗

溢水式翻斗雨雪量计，可以测量降雨，但主要用来测量降雪，可在降雪地区冬季使用，如图 9.5 所示。其承水器内的水，因其上覆盖了一层防蒸发油，不与外界空气接触，不蒸发，可测量极小的降水量。溢水翻斗的承水器内有一溢水管，承水管为双层结构，内外层之间封入不冻液，并采用恒温器及电加热器加热承水器内的水和防蒸发油，使其保持在 10℃左右，此温度足以使落入承水口的降雪融化。承水器内的水深加上油深与溢水管的高度相同。

降雪一旦进入承水口，融化后变成水滴通过油层进入水中，使水深加油深超过溢水口的高度，水即经溢水管溢出进入翻斗。降雪量越大，进入翻斗的水就越多，

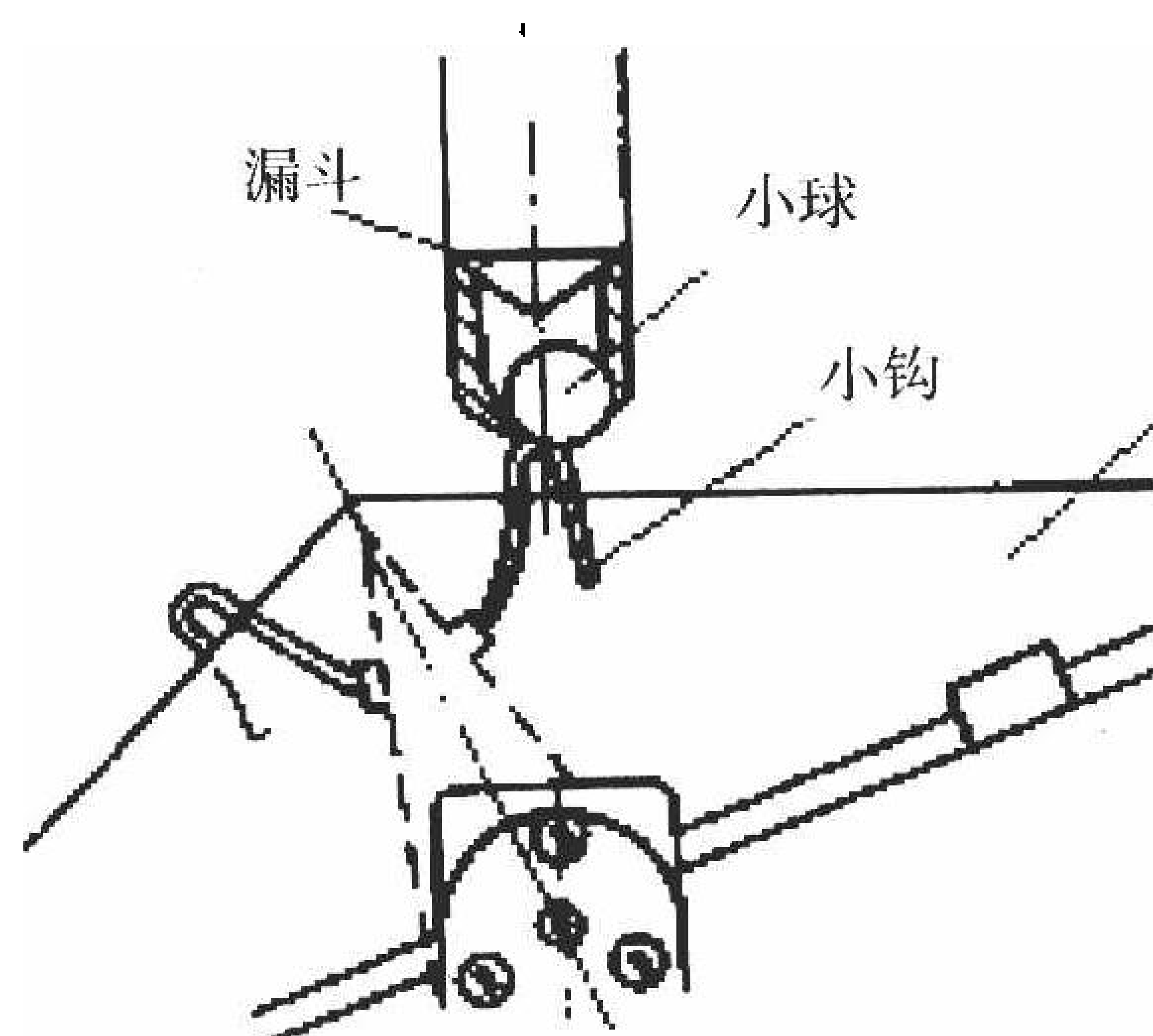


图 9.4　断流翻斗局部结构图

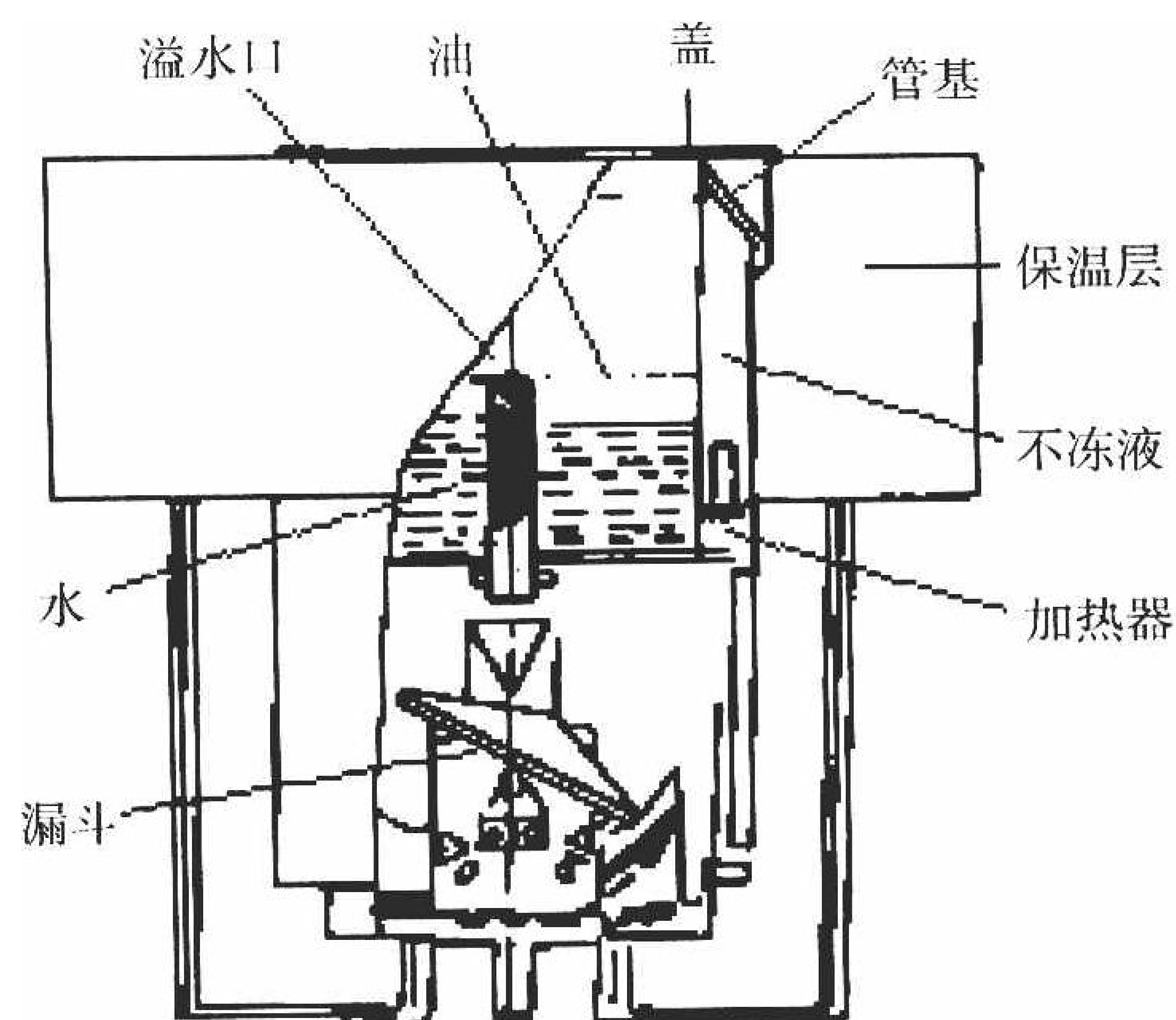


图 9.5　溢水翻斗结构图

由翻斗测量降水量和降水强度。在观测时应注意因强风所导致的误翻转。

(3)导流与虹吸翻斗

导流与虹吸翻斗在翻斗上设置了多余水量自动导流机构和虹吸流量调节机构。

多余水量自动导流机构由在进水漏斗与翻斗之间设置的一个多余水量导流斗和固定在翻斗两边的挡杆组成，如图 9.6 所示。降雨时，进水管向一侧翻斗注水，直到翻斗翻转时，挡杆随翻斗离开导流斗；导流斗此时处于倾斜位置，失去了挡杆的阻挡，在自身重力作用下也随之绕轴转动。由于导流斗转动的起始点，即斗边沿刚好调整在进水管口边沿，进水管的水就流入导流斗而不再进入翻斗。当翻斗翻转到另一侧时，导流斗靠自身惯性和翻斗另一侧挡杆的拨动也同时转到另一侧，导流斗内的水靠水的自重从另一侧倾倒入翻斗的另一侧内，从而完成一次导流。导流斗的自动导流作用大大减小了在翻斗翻转时进水管继续向翻斗内的注水。

虹吸流量调节机构是在进水漏斗内增设了一小型全方位虹吸管，如图 9.7 所示。它利用液体的虹吸原理，将进水漏斗水流量的变化转换成虹吸次数的变化。有了虹吸过程，在一定雨强范围内，无论雨强大小，虹吸进水管的水流都基本保持为较大雨强的间隙水流。雨强小，虹吸间隔时间长；雨强大，虹吸间隔时间短，而虹吸进水管的水流量近似保持为一恒定值。因而由雨强变化引起的误差也大大减小。另处，虹吸管的进水口为全方位 360°设计，可在一定程度上避免泥沙堵塞进水。

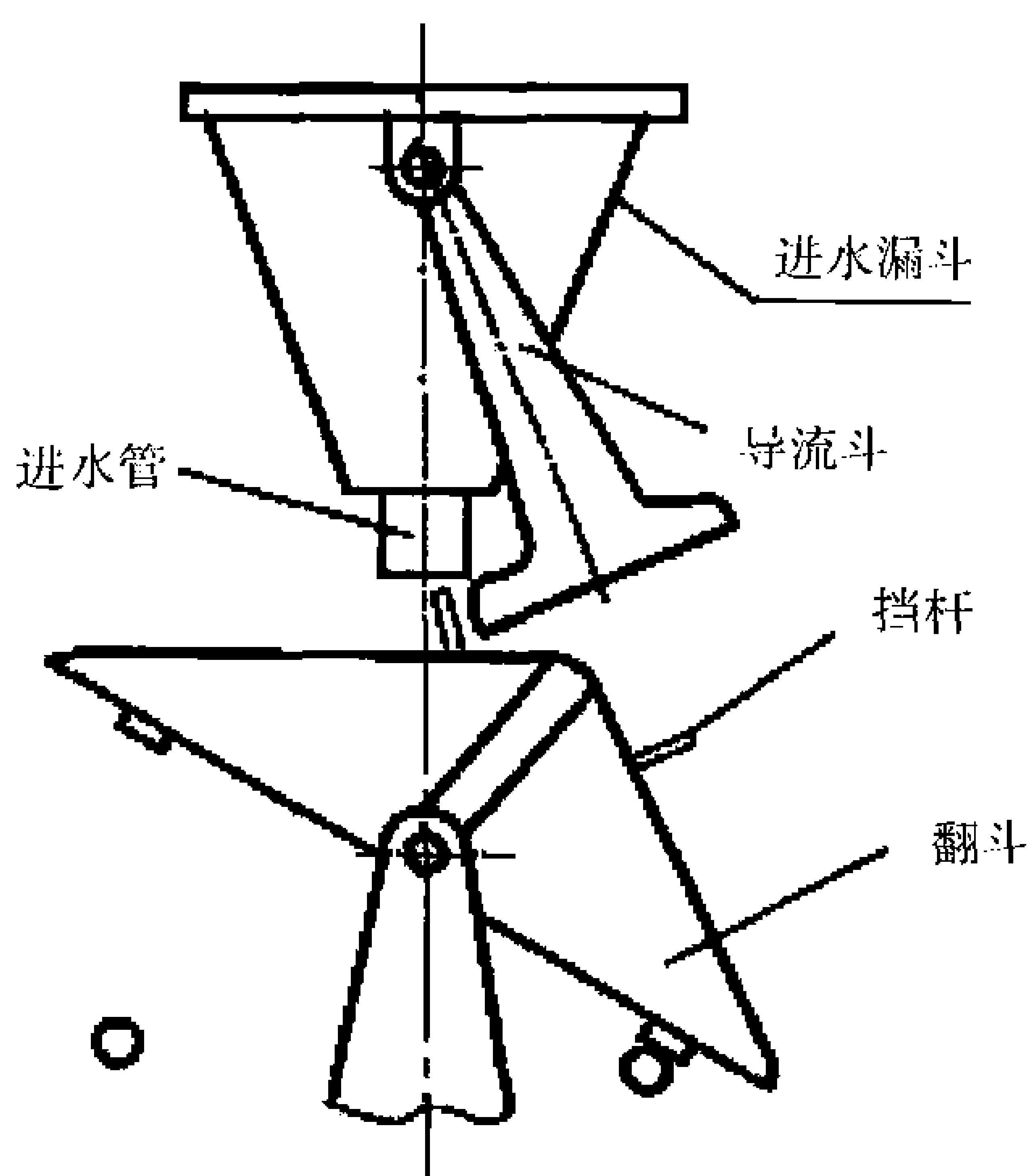


图9.6　多余水量自动导流机

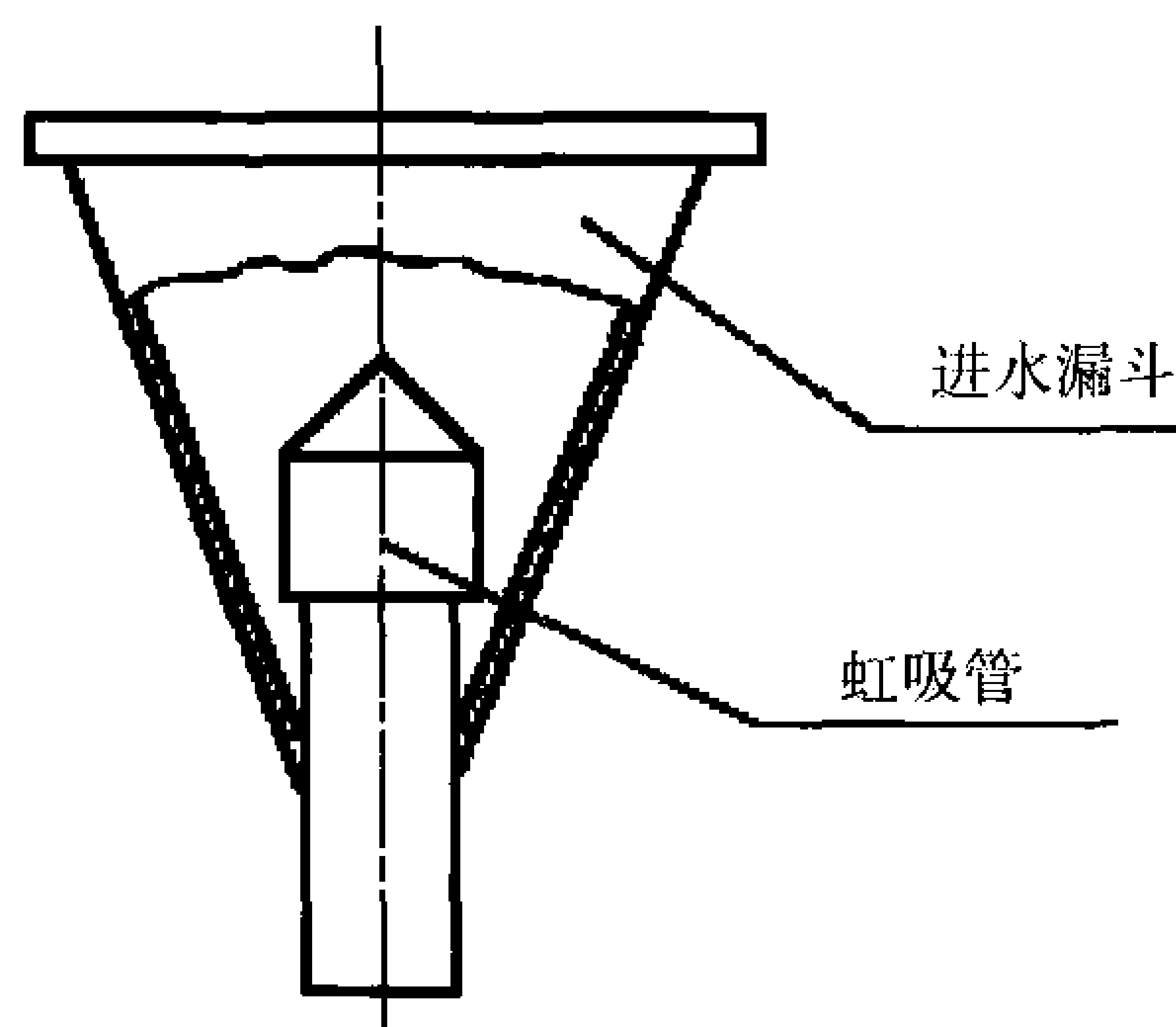


图9.7　虹吸流量调节机

9.1.4　虹吸式雨量计

虹吸式雨量计是根据虹吸作用和阿基米德浮力原理制作的降水自记仪器，适合于在0℃以上条件下连续测量液态降水量和降水时数，并求出降水强度。

9.1.4.1　结构原理

虹吸式雨量计由承水器、浮子室、虹吸管、自记钟、贮水瓶等组成，如图9.8所示。承水器底部呈漏斗状，带有过滤网孔，以防止沙石杂物进入导管，同时起缓流作用。漏斗经导管与浮子室相接。浮子室是一个圆筒容器，内装浮子，外接虹吸管。浮子是用薄金属膜制成的密封圆筒，质轻，不渗漏，不变形，中心与浮子杆垂直相焊接。

降雨时，雨水从承水器经漏斗流入浮子室，使浮子上升，带动自记笔在记录纸上划出记录曲线。当自记笔尖达到记录纸上边缘时(相当于10 mm降水量)，浮子室内的水面正好升到虹吸管的顶端，由于虹吸作用，虹吸管开始迅速排水，水流入贮水瓶。水排完后，自记笔尖回到记录纸的零刻度线上，重新开始下一次虹吸过程。如此周而复始，记录纸上则绘有整个降雨过程的雨量曲线。降雨强度越大，单位时间流入浮子室的水量越多，浮子上升速度越快，则自记曲线越陡。因此，从自记纸上不但可以计算出降雨量，还可以计算出降雨强度。

为了提高测量灵敏度，浮子室连同进水管、虹吸管的总横截面积小于承水器口的截面积，10 mm降雨量对应自记笔在自记纸上上升的实际距离为97 mm，即放大倍数为9.7。

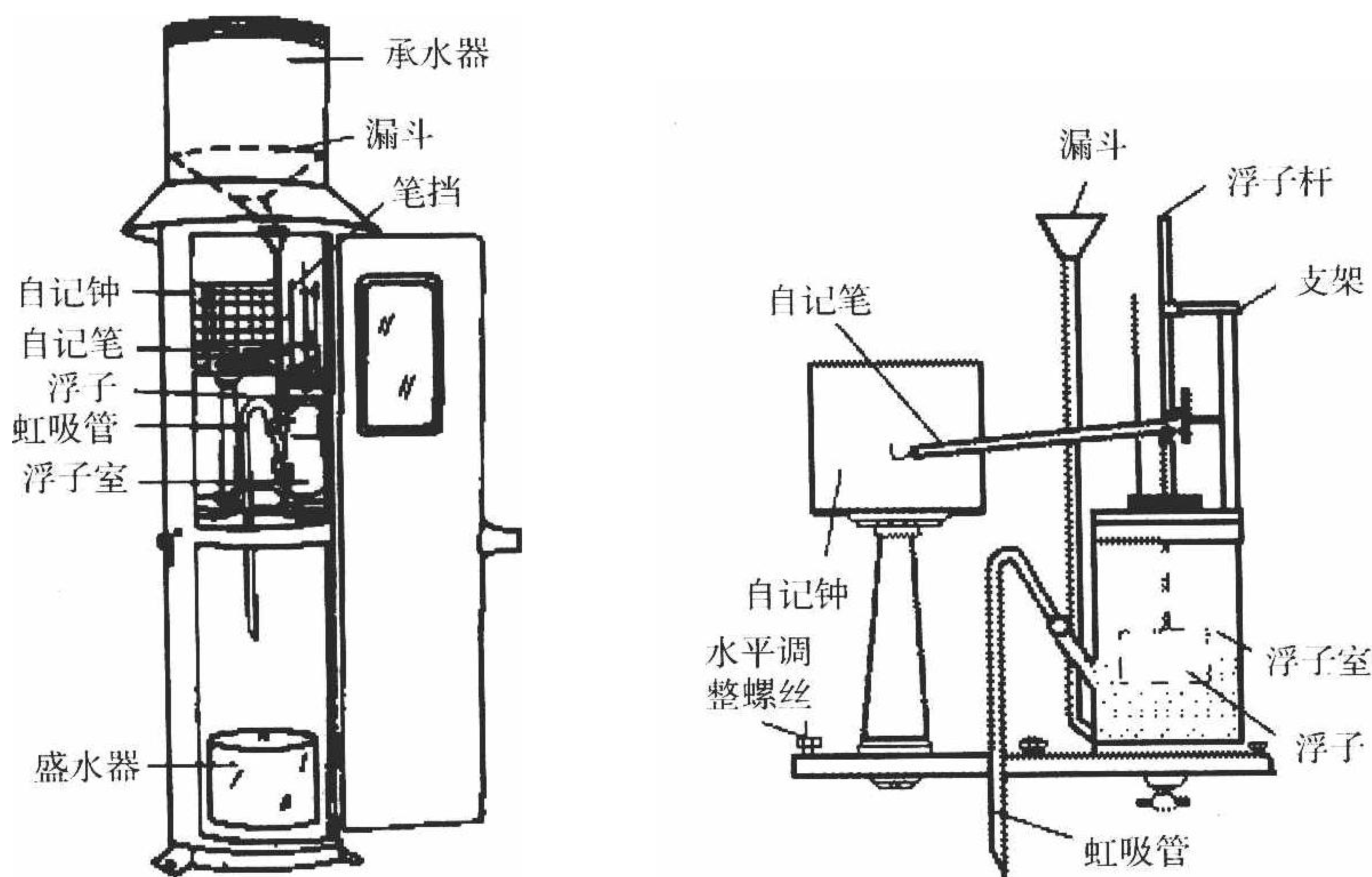


图 9.8　虹吸式雨量计

虹吸式雨量计通过自记钟可以连续记录降水量和降水强度的变化。国内还研制成功了虹吸遥测雨量计。在浮子杆顶上安装一个齿条以带动齿盘转动，齿盘两侧安置一对光电管。降雨时，浮子上升，杆顶上的齿条带动齿盘转动，使发光管的光线产生通断，光电接收管输出光电脉冲信号，单片机将此光电脉冲信号转换为对应的雨量，并通过面板显示，实现了雨量的遥测。

9.1.4.2　虹吸误差

虹吸误差包括在虹吸过程中的降水被吸走和虹吸管不能把水完全吸净造成的误差，两者方向相反，有一定的抵消作用。

虹吸排水开始至排水结束，需要一段时间，通常为 14～16 s。在此期间的降水将继续进入浮子室，随之排出，造成虹吸漏测误差。设排水时间为 Δt，降水强度为 h，则虹吸漏测误差 ΔH 为：$\Delta H = h \cdot \Delta t$。可见，虹吸漏测误差与降水强度有关，降水强度大，误差大，反之则小。该误差使雨量的测得值偏小。

虹吸管不能把浮子室里的水全部吸净，残留的水与下一次虹吸前的进水量相加，造成测得值偏大。该误差的大小与虹吸管和浮子室的结构有关，长期使用时，由于器件变形、管道阻滞等，会发生变化，因此，难以确定总虹吸误差的大小。

此外，在降水强度很小时，会出现水顺着虹吸管壁外流的现象，称为滴流。此时，虹吸失灵；还有各种原因造成的虹吸时间过长、虹吸中断和虹吸次数过密等虹吸不正常现象，这是虹吸式雨量计结构设计上的缺陷。

另外，浮子室内径上下不均匀，或承水口内径与浮子室内径比例有误差，都将

造成刻度误差。直杆以及孔隙的光洁度不高造成的摩擦将使传动滞后。承水器口不水平，直杆或自记钟轴不垂直将造成零位调整误差。

9.1.5　其他降水传感器

9.1.5.1　电容式雨量传感器

如图 9.9(a)所示，电容式雨量传感器也是一种承水式雨量传感器，其中贮水器是一个金属圆筒，其中心设有一个同轴的小金属圆筒。两个圆筒分别构成电容的两个极板，贮水器中的雨水则是电容两个极板间的介质。雨水在电容两极间的累积高度不同，电容器的电容量就不同。测定电容量就可以得到雨水在贮水器中的高度，从而得到降雨量。

图 9.9(b)中，H 为高度，Φ_1、Φ_2 为内外圆筒的直径，且 $H>(\Phi_2-\Phi_1)$。当两筒之间承接的雨水高度为 h 时，此电容器中就有 h 高度的水电介质(ε_2)，有($H-h$)高度的空气电介质(ε_1)。设 λ 为此电容器每单位高度的电荷绝对值，q 为电容器电荷，V 为两极间电位差，R_1，R_2 为两圆筒的半径，则其电容量为

$$C_h=\frac{q}{V}=\frac{\lambda(H-h)}{\int_{R_1}^{R_2}\frac{1}{2\pi\varepsilon_1}\frac{\lambda}{r}\mathrm{d}r}+\frac{\lambda h}{\int_{R_1}^{R_2}\frac{1}{2\pi\varepsilon_2}\frac{\lambda}{r}\mathrm{d}r}$$

$$=\frac{2\pi\varepsilon_1\lambda(H-h)}{\lambda\ln\frac{R_2}{R_1}}+\frac{2\pi\varepsilon_2\lambda h}{\lambda\ln\frac{R_2}{R_1}}$$

$$=\frac{2\pi\varepsilon_1 H+2\pi(\varepsilon_2-\varepsilon_1)h}{\ln\frac{\Phi_2}{\Phi_1}} \tag{9.1.9}$$

式中 Φ_1，Φ_2，H，ε_1，ε_2 均为已知，所以只要测得 C_h 就可计算得到累积降雨量。

9.1.5.2　水导式雨量传感器

水导式雨量传感器利用雨水的高阻值导电特性，在贮水容器里等间距地设置 n 个金属电极，降水使贮水器内水位上升，并使雨水依次与各个电极接触，从而输出一系列降水计数信号，如图 9.10 所示。

国内研制的水导式雨量计一般有 50 个电极，任意两个相邻电极的高度差对应的降雨量为 0.1 mm。当降雨量达到 0.1 mm 时，电源从引出导线经雨水到公共电极，产生相应的信号；随着降雨量的增加，接通的电极逐个增加，测量电路根据接通电极数即可计算出降雨量。测量电路可以是多谐振荡器，雨水接通的电极数不同，则振荡器的频率不同，即可将降雨量转换成脉冲频率的变化。当降雨量达到5 mm

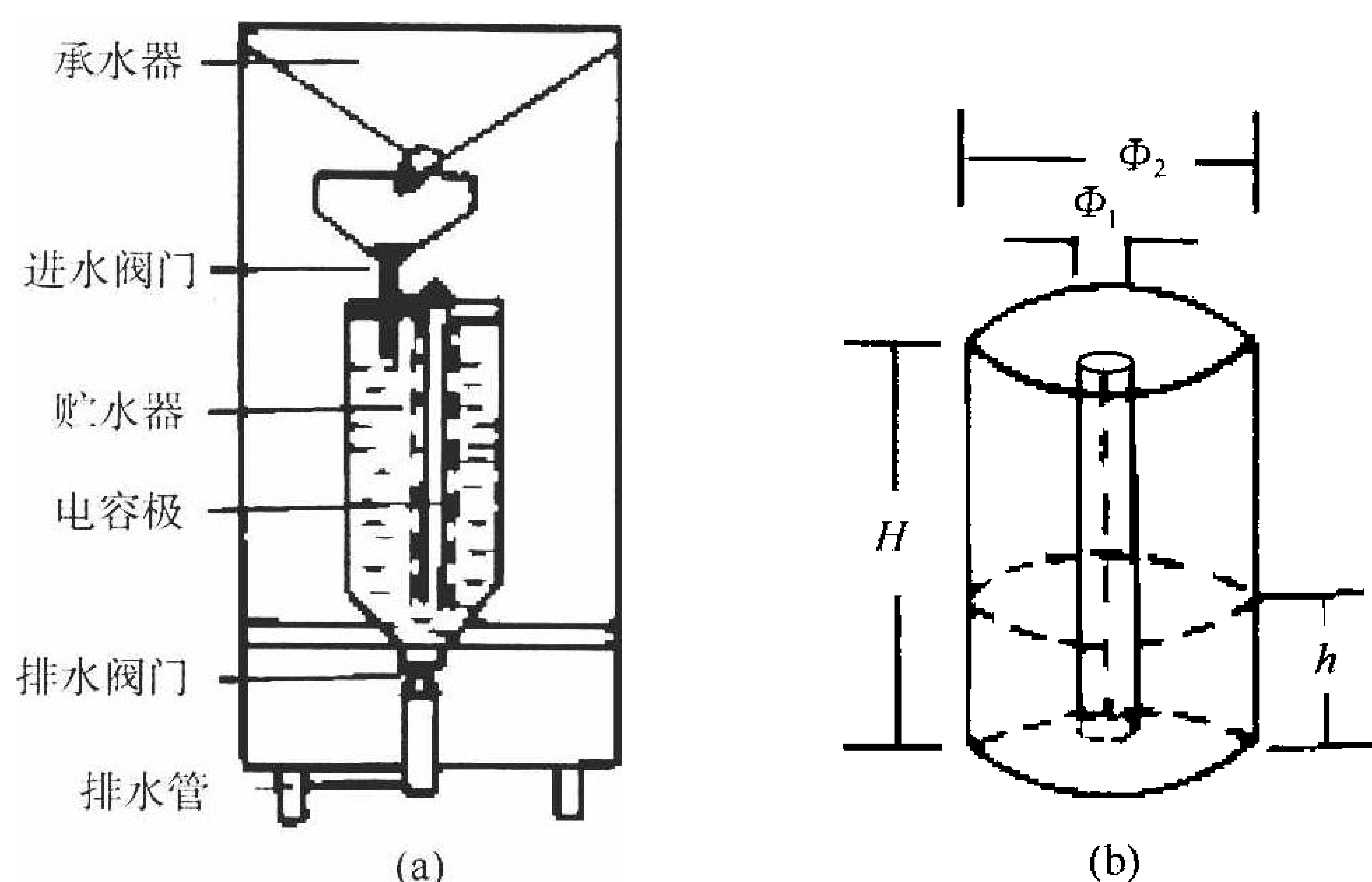


图 9.9 电容式雨量传感器

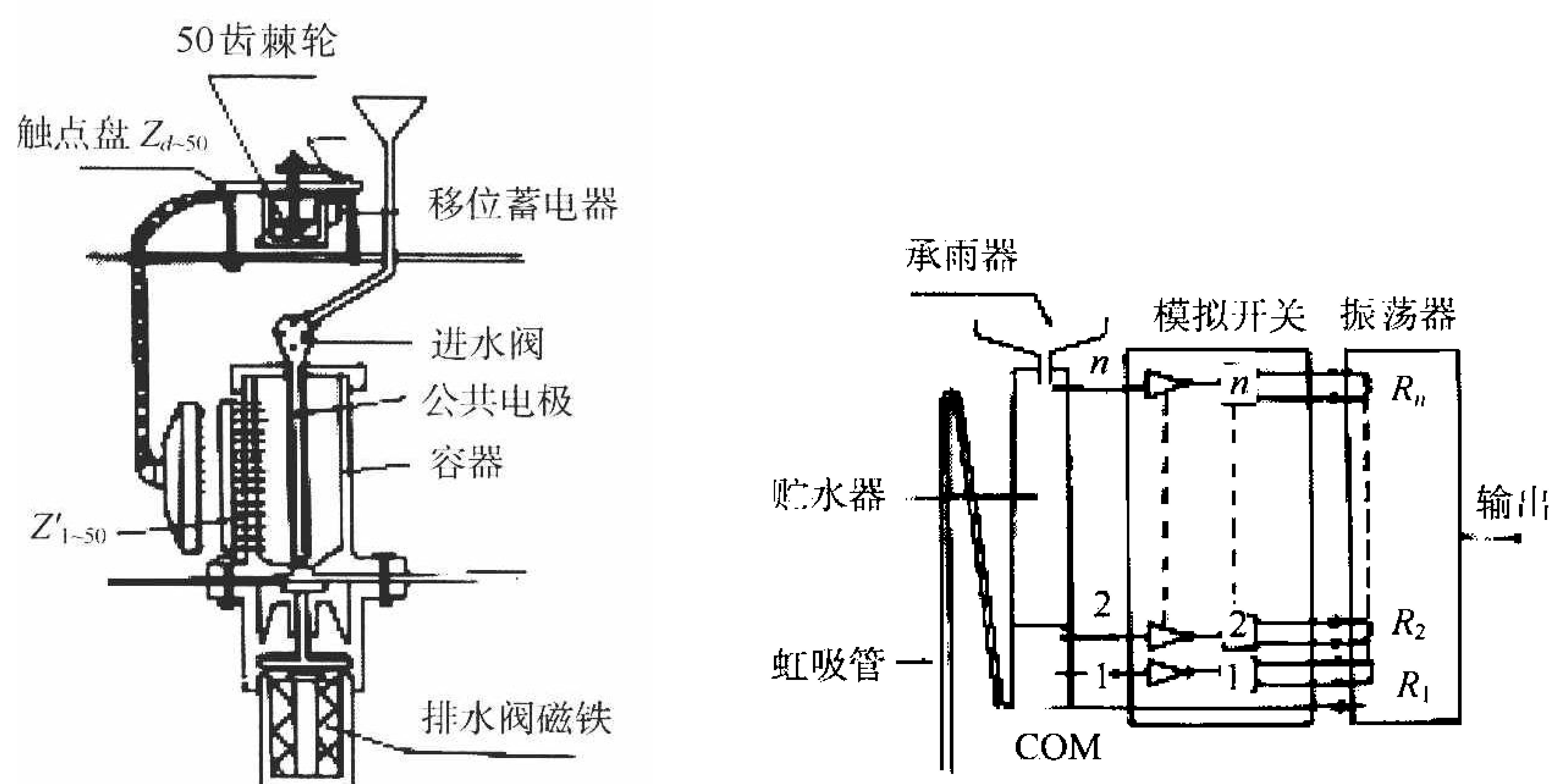


图 9.10 水导式雨量传感器

时，自动打开排水阀，将贮水器中的水排出后并自动关闭，开始下一个测量过程。进水阀在排水阀打开的同时关闭，避免排水过程中的降雨被排出，以减小测量误差。

由于电极位置容易保证，水导式雨量传感器的测量准确度较高，功耗较小，易于实现遥测；但仪器结构及测量线路复杂，电极触点长期使用后易形成污染，影响仪器性能。

9.1.5.3 光电水滴式雨强传感器

光电水滴式雨强传感器由承水器、引水管、贮水器、水平泡、喷嘴及光电检测器

等组成,如图 9.11 所示。

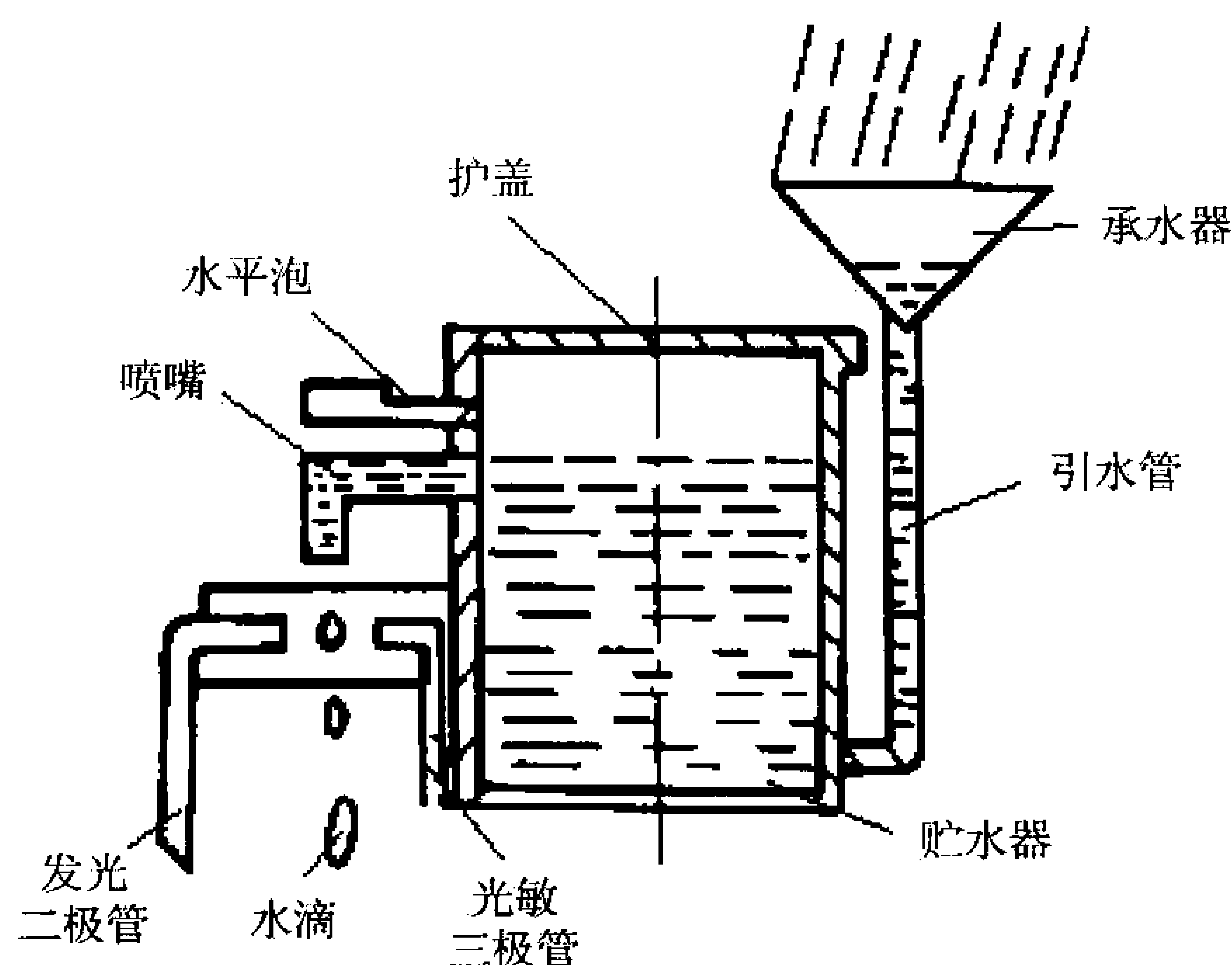


图 9.11　光电水滴式雨强传感器

无降水时,贮水器内的水位保持在一个固定的高度,喷嘴中的水柱重力、喷嘴口外半球形水滴重力与该半球水滴表面的张力相平衡,喷嘴不滴水;降水时,雨水经承水器、引水管流入贮水器,使贮水器的液面升高,静压力增大,此时,水柱重力加上半球形水滴重力就大于半球形水滴表面的张力,水滴便从喷嘴滴出。水滴下落时通过红外发光二极管的光路,遮挡住光线,使光敏三极管的光照中断,产生一个脉冲信号。此脉冲信号经整形、放大后输出,用计数器计数。水滴的大小和滴出的快慢取决于喷嘴的直径和降雨强度。单位时间内下滴的水滴数随降水强度而变化。记录单位时间内滴下的水滴数便可求出降水强度。

由于传感器的几何形状、尺寸难以保证一致及环境温度、气压变化等因素的影响,致使从喷嘴滴出的水滴大小不甚相同,因此累计降雨量的测量结果需进行修正。从大量的室内模拟降雨试验可知,在不同的降雨强度下,每个水滴所代表的自然降水量值是不同的,每台传感器的转换方程都有离散性。

这种光电水滴式雨强传感器的分辨力和灵敏度高,可在降水强度不大于120 mm/h范围内直接测量累积降水量,输出为计数脉冲,适于远距离传输和计算机处理。

9.1.6　降水量测量误差

目前对于降水量的测量,还存在许多问题,其中最重要的是代表性问题。由于地形和天气系统引起的降水分布的不均匀性,造成降水量测量值的代表性较差。

除此以外，由于雨水溅失、蒸发损失和风的影响，也会引起降水量观测的误差。对于承水式降水测量仪器，测量误差可分为动态误差和静态误差两类。动态误差是在实际测量中由于自然条件不同所造成的误差；静态误差则是仪器固有的。

9.1.6.1 动态误差

(1)溅水误差

溅水误差由承水器向外溅水和地面向承水器溅水所造成的降水测量误差。因此，承水器应有一定的深度，其边沿都设计成刀刃状，以避免落入承水器的水再溅出。另外，承水口高出地面一定的高度，周围地面种植草坪，可有效防止雨水回溅。

尽管在仪器设计和安装上采取了一系列措施，但遇到大到暴雨时，溅水误差仍是不可避免的，大约为 1%～2%。

(2)蒸发误差

蒸发误差与降水强度、气象条件、台站地理位置及仪器的结构、材料等有关。微量降水的蒸发相对误差较大，极微量的降水可能只附着在承雨器上，还没有流入感应器就蒸发掉了。研究表明，各种类型的雨量器由于蒸发引起的平均误差是年降水量的 3%～6%，单次观测误差约为 0.3～0.5 mm。

为了减小蒸发误差，一般要求承水器接水面光滑；使用实时自动测量系统。

(3)风造成的误差

风是影响降水测量准确性的主要原因。中国气象局的有关资料表明，风造成的降水测量误差可在总降水量的 10%以上。WMO 指出在雨量器承水口上方，由于系统的风场变化而导致的降雨量误差一般为 2%～10%。这是因为风速较大时，将有部分降水被风刮走而没有落入承水器内，导致仪器的测量值总是偏小，其大小与风速大小和降雨强度有关；另外，近地层的风有较强的上升运动，雨量仪器的阻挡也会使水平方向的气流产生上升运动，风速随高度的增加而增大，因此仪器收集的降雨量随着其承水口高度的增加而减小。试验结果也是如此，在平均情况下，若 2 m 高处测得的降雨量为 100 mm，在 5 m 高处的测量值为 97 mm，在 25 m 高处的测量值则仅有 87 mm 了。因此 WMO 建议，雨量器承水口高度应尽可能低一些，低到能有效防止地面溅水为度；安装场地应选择在气流成水平流动的地方，避开倾斜地、风口和旋风地；离高大建筑物或树木等障碍物的距离应是障碍物高度的 2～4 倍以上。

9.1.6.2 静态误差

(1)承水口的公差

变形引起的承水口截面积变小，将直接影响进水量的变化，使收集到的降水量减少。

(2)沾水误差

承水器、漏斗及其他沾水部位都可能沾水，使得雨量测量值偏小。沾水量的大小与承水时间的长短、器壁的材质和光滑程度有关。一般，翻斗雨量传感器的沾水量可达 2～3 mL。WMO 指出沾水误差一般夏季为 2%～15%，冬季为 1%～8%。因此，雨量计的沾水部位一般应采用憎水材料，或在材料表面涂覆一层憎水物质。

(3)安装和使用误差

仪器安装时，承水口必须与地面平行。否则，会使承水口在水平方向上的有效截面积减小。当雨滴垂直降落时，承接的雨水较少，测得值偏小。当雨滴倾斜降落时，承水口倾斜方向迎风时，测得值偏大；否则偏小。

此外，仪器使用方法不当或缺乏必要的维护使仪器带故障工作，也会产生较大的误差。如昆虫、落叶堵塞漏斗，可能使示值或记录失真。

9.2　积雪深度的测量

所谓积雪，是指观测站周围视野范围内，地面上有一半以上被雪覆盖的现象。当出现积雪时，气象台站要测量积雪深度和雪压。积雪深度是指从积雪表面到地面的垂直深度，以 cm 为单位，一般用量雪尺直接测量。测量时，要在台站附近平坦地面上选取三个不同测点分别进行测量，两测点之间一般要相距 10 m 以上，并取三个测点测量结果的平均值来表示本站的积雪深度。由于地面上的积雪除了与实际的降雪量有关外，还与当时的地形、风速和积雪的融化程度有关，因此积雪深度的测量代表性较差。

9.2.1　超声波雪深传感器

利用超声波在声阻抗不同的两种物质介面上产生反射的性质测量界面距离的原理，可测量积雪深度。图 9.12 为日本 JMA-79 型超声波雪深传感器，超声波发生器采用镍材料的磁致伸缩换能器，接收器采用 PZT 压电元件。

由图 9.12 很容易看出，积雪深度 h_s 应为

$$h_s = H - h = H - \frac{1}{2}ct \tag{9.2.1}$$

式中 H 为超声波传感器的安装高度；c 为声速；t 为超声波往返高度 h 的时间。

时间 t 的测量通常用对一定频率(f)的时钟脉冲进行计数，其脉冲数应为

$$N = f \cdot t = \frac{2hf}{c} \tag{9.2.2}$$

为了使脉冲数 N 直接表示 h，则应使时钟脉冲频率 $f=\frac{c}{2}$。考虑到声速受温度影响（$c=20.067\sqrt{T_v}$，T_v 为虚温），时钟脉冲频率应进行温度补偿，声速补偿电压发生器就是将铂电阻随温度的变化转换成电压去控制计数脉冲频率随之变化。

风的影响和雪面反射情况的变化，会使超声波脉冲的传播路径发生变化，造成接收的回波波形和振幅不恒定，积雪深度测量值离散较大。为了获得稳定的观测值，一般应取多次测量的平均值作为测量结果。

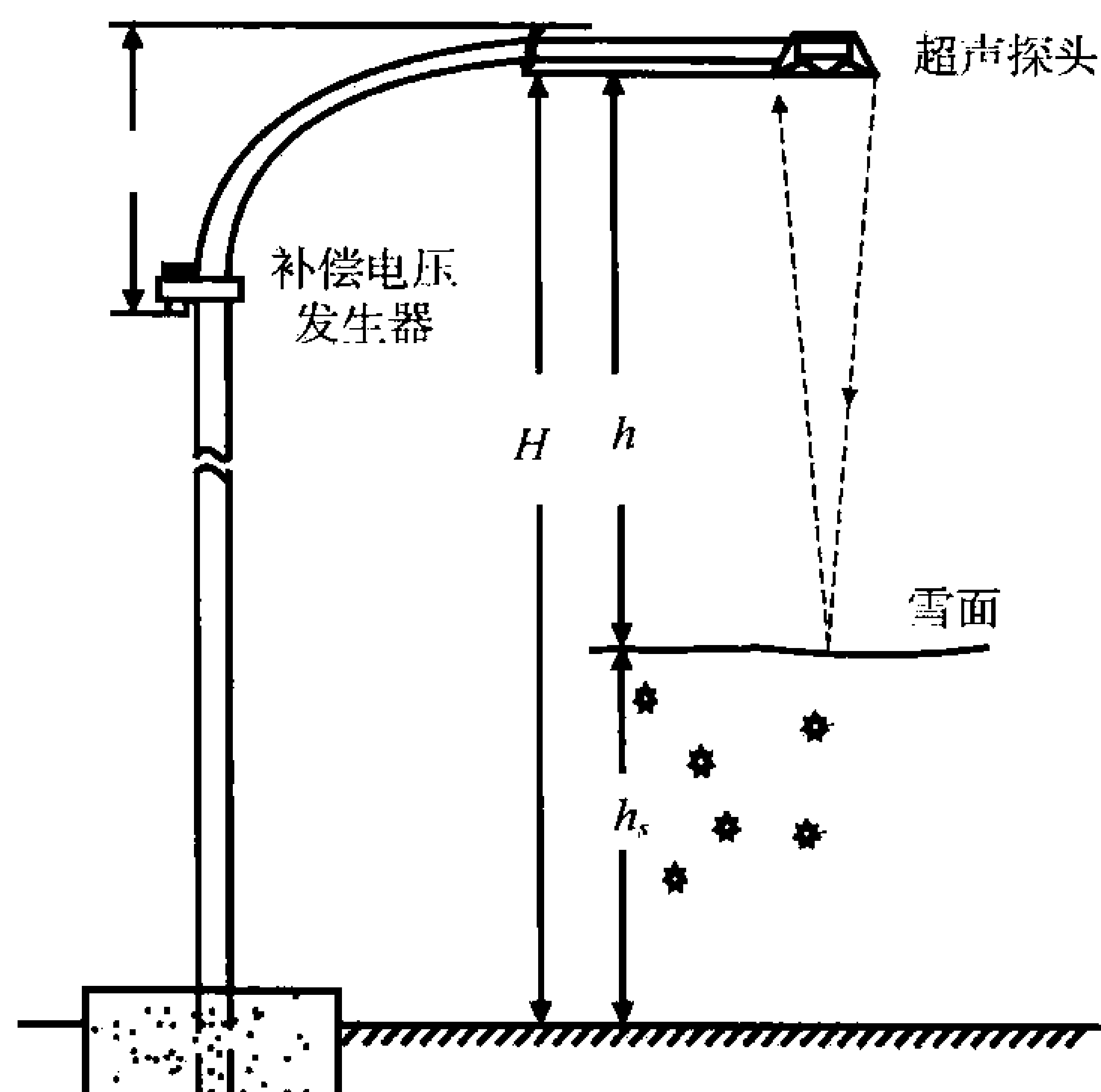


图 9.12 超声波雪深传感器

9.2.2 称重式雨雪量传感器

称重式雨雪量传感器如图 9.13 所示，利用电子秤称出容器内收集的液体或固体降水的重量，然后换算为降水量；挡板和海绵可以消除雨水从漏斗口落入容器时产生的动力冲量。

电子秤通常采用压力传感器制作，常用的有半导体应变片，在降水重力作用下，应变片的电阻发生变化，通过转换电路，就可得到与降水量相应的电压输出。另外，石英谐振式压力传感器，可将降水量转换为谐振频率输出；压电式压力传感器，可将降水量直接转换为电压输出。

采用精密电子秤可以使测量分辨力达到 0.01 g，可用于测量微量降水及降水强度的瞬时值。

此传感器机械结构简单、工作可靠，测量准确度高，可以测量固态降水。但若没有雨雪自动排放机构，当降水量较大时，需人工排除容器内贮留的雨雪，才能继

续测量，造成测量不连续。可以测量容器内降水重量，达设定阈值时自动启动电磁阀排除降水。

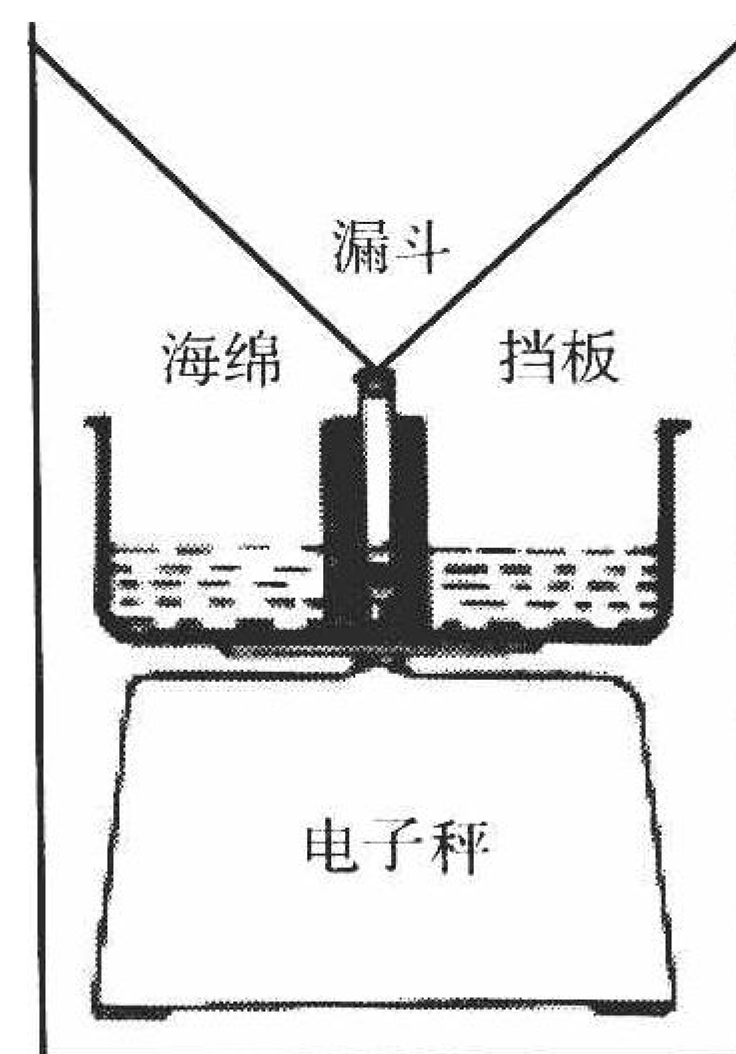


图 9.13　称重式雨雪量传感器

9.2.3　浮筒式雨雪量计

国内雨雪量计通常采用双浮筒形式，称为双浮筒雨雪量计，如图 9.14 所示。

主容器与测量容器连通，雨雪通过承水口进入采集浮筒内，使不冻液的液面升高，测量容器内的温度补偿浮筒随着升高，触针与测高机构的石墨平面相接触，通过测量电路发出一个脉冲信号，同时使测量机构抬高一个相当于 0.1 mm 降水量的高度。

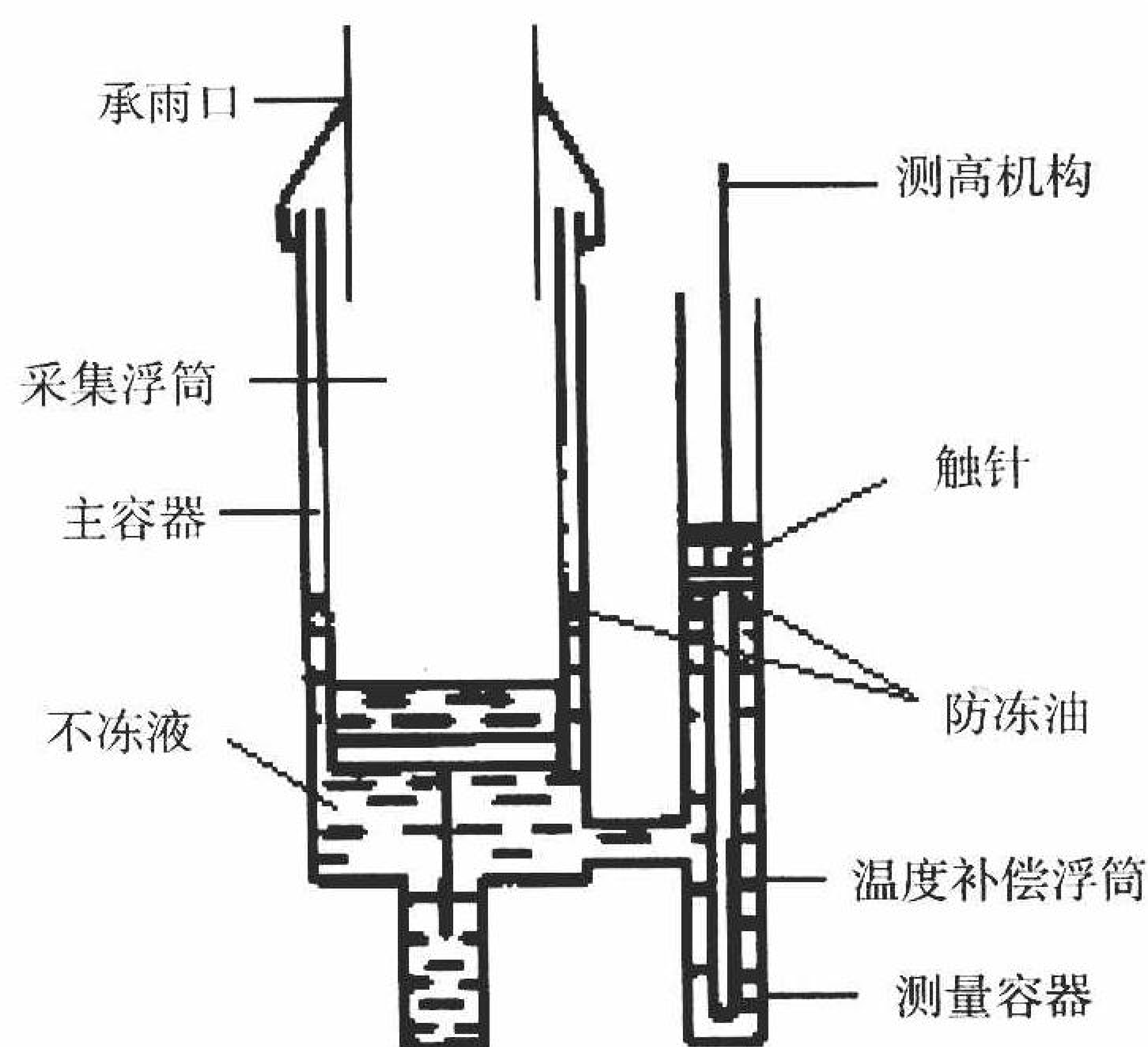


图 9.14　双浮筒式雨雪量传感器

不冻液通常采用氯化镁溶液，其凝固点较低，可以溶化固态降水，以便测量固态降水。防冻油覆盖在不冻液上方，可以有效防止降水的蒸发，以减小测量误差。

为了减小温度误差，应选择热膨胀系数小的盐溶液作为不冻液，同时采用了温度补偿浮筒。当温度变化使不冻液的比重发生变化时，温度补偿浮筒的吃水深度也随之变化而保持浮力不变。

9.3 蒸发量的测量

蒸发是指水汽分子从水面、冰面或其他含水物质表面逸出的过程。它属于水由液态或固态变为气态的物理过程。从分子运动论的观点来说，水蒸发或冰升华时，有些水分子因其动能大于其他水分子对它的吸引，就脱离水面或冰面，进入气相之中。水汽分子的不规则运动，也会使其中一部分撞到水(或冰)面，被水或冰所吸收。因此，蒸发量就是从水(或冰)面飞出的水汽分子通量与回到水(或冰)面的水汽分子通量差值。

气象台站测定的蒸发量是水面蒸发量，即一定面积的水面，在一定时间间隔内因蒸发失去的水层厚度，以 mm 为单位，取一位小数。测定蒸发量是为了了解自然水体因蒸发而失去水分的情况。

我国目前主要采用小型蒸发器(或蒸发皿)和 E601 型蒸发器测量蒸发量。在各国现用的各种蒸发器中，美国 A 级蒸发器、俄罗斯 GGI-3000 蒸发器及俄罗斯 20 m^2 蒸发池已广泛用作标准站网蒸发器，并已在不同气候条件下，很宽的纬度和海拔高度范围内对它们的性能进行了研究。尽管此类资料决定于复杂的气候带，以及与决定蒸发的一些气象要素有关，但只要仔细遵从标准的结构并按说明进行安装，此类蒸发器的观测数据甚为稳定。俄罗斯 20 m^2 蒸发池已被推荐选作国际参考标准蒸发器。

9.3.1 小型蒸发器

小型蒸发器通常是一个承水的容器，例如一个口径为 20 cm，高 10 cm 的金属圆盆，用来观测蒸发量。一般在观测前一天用雨量杯量取清水 20 mm，倒入蒸发皿内，经过 24 h 后，再测量出蒸发器内所剩的水量，减少的水量即为蒸发量。如果 24 h 内有降水，必须将降水量从所测的蒸发量中减去，蒸发量用(9.3.1)式来计算。蒸发器通常安装在观测场雨量器近旁，器口水平，与雨量器同高，离地 70 cm。

$$A = H_0 + R - H_1 \tag{9.3.1}$$

式中 A 为蒸发量，H_0 为观测前一天加入蒸发皿的水量(一般称为原量)，R 为一天的降水量，H_1 为经过一天后蒸发器内剩余的水量。

9.3.2 E601 型蒸发器

E601 型蒸发器主要由蒸发桶、水圈、溢流桶和测针四部分组成。蒸发桶是一个器口面积为 3000 cm^2，有圆锥底的圆柱形桶。器口要求正圆，口缘成刀刃形。

桶底中心装有一直管，在直管中部有三根支撑与桶壁连接，以固定直管的位置并使之垂直。直管上端装有测针座。在桶壁上开有溢流孔，用胶管与溢流桶相连，以承接因降水从蒸发桶内溢出的水量。桶身的外露部分和桶的内侧涂上白漆，在蒸发桶外围装置水圈环套，都是用以减少太阳辐射及溅水对蒸发测量的影响。测针用于测量蒸发桶内水面高度。其结构如图 9.15 所示。

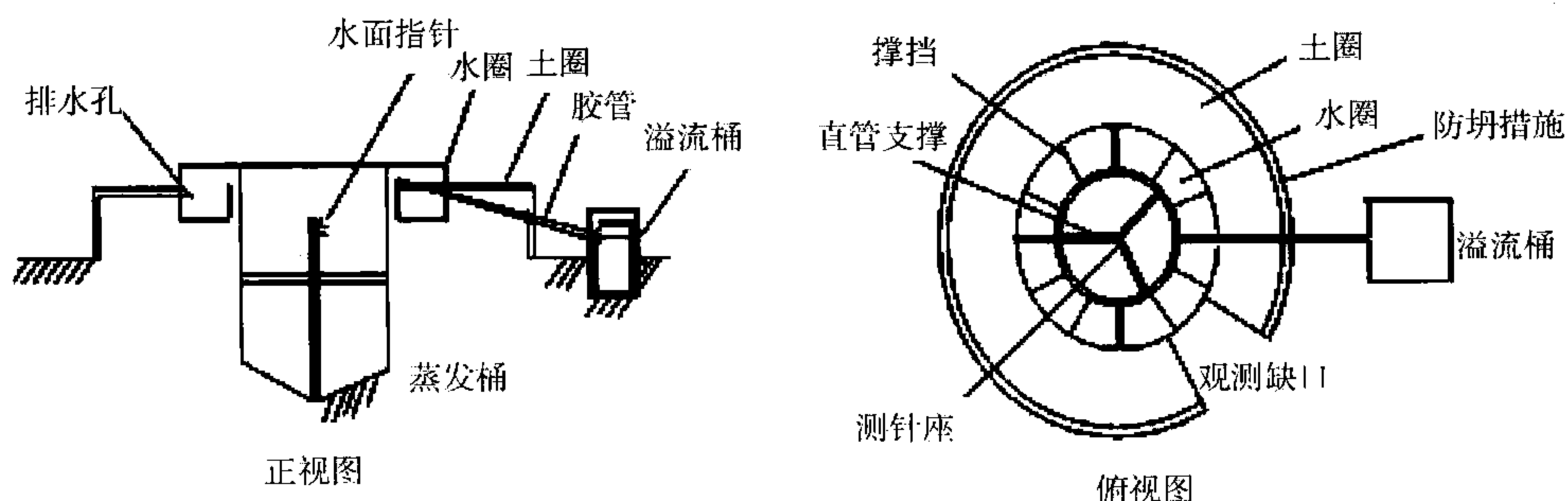


图 9.15　E601 型蒸发器

采用蒸发器测定的蒸发量，不可能准确地代表自然水体的蒸发量。除了气象因子影响外，它还与蒸发器的几何尺寸及水层深度，蒸发器的安装方法和蒸发器的质料、颜色等有关。因此，蒸发器测得的蒸发量与自然水体的蒸发量有较大的差异。为了将蒸发器测得的蒸发量换算成自然水体的蒸发量，往往采用对比观测的方法。即以大型蒸发器（如口径为 20 m^2 或 100 m^2）的蒸发量为标准，在其附近设置小型蒸发器，以求出代表该区域的折算系数，即标准蒸发量与小型蒸发器的蒸发量之比。如在广东省的广州和辽宁省的营口蒸发站以 20 m^2 蒸发槽为标准作对比观测，得出小型蒸发器的折算系数约为 0.7，E601 型蒸发器的折算系数约为 0.9。

美国 A 级蒸发器为圆桶形，深 25.4 cm，直径 120.7 cm。蒸发器底部高出地面 3～5 cm，由一个有开口框架的木平台支撑，使得蒸发器下部的空气流通，在雨季可保持蒸发器的底部位于地上水面以上，并可以方便地检查蒸发器的底。蒸发器是用 0.8 mm 厚的白铁、铜或蒙乃尔合金（一种镍、铜、铁、锰的合金）制成，一般都不上漆。在蒸发器内，注水到上缘以下 5 cm 处（即通常所说的标准面）。

水面用钩形水位计或定点水位计测量。钩形水位计有一个可移动的刻度尺和配有一个钩的游标，水位计调整正确时，钩的尖端与水面接触。大型蒸发器内有一个直径为 10 cm、深 30 cm 的静水管，在底部有一小孔可用来阻止器内可能有的水面波动，观测时起到支撑钩形水位计的作用。当水位计显示器内水面降到低于标准面 2.5 cm 以下时，蒸发器应加水。

9.3.3 俄罗斯 GGI-3000 蒸发器

俄罗斯 GGI-3000 蒸发器呈圆桶形，表面面积为 3000 cm^2，深度为 60 cm。蒸发器的底部呈圆锥形。蒸发器安装在土壤中，其上缘高出地面 7.5 cm。蒸发器的中央有一金属指标管，进行蒸发测量时，在这个指标管上放一个容积量筒。这个量筒有一个阀门，打开阀门可使量筒的水面与蒸发器的水面高度相同，然后关闭阀门并准确测量量筒内的水容积。从量筒内水的容积以及量筒口径大小，确定金属指标管以上水面的高度。与金属指标管相连的指针，指示蒸发器内水面应该加(或减)到的高度。水面要保持在不低于指针尖 5 mm，不高于指针尖 10 mm。在邻近 GGI-3000 蒸发器的地方通常安装一个 GGI-3000 雨量筒，它有一个面积为 3000 cm^2 的收集器。

9.3.4 俄罗斯 20 m^2 蒸发池

这种蒸发池的水面面积为 20 m^2，直径约 5 m，底部为平底圆桶形，深 2 m，用 4～5 mm厚的铁板焊接而成，安置在土中且其上缘高出地表 7.5 cm。蒸发池的内表面及暴露的外表面均被漆成白色。蒸发池装备有一加水容器和一个带有一指示管的静水器。在测量蒸发池的水面时，在指示管上放上一个容积量筒。在静水器内部的指示管附近有一个小杆，其端点有一指针，用来指示水面要调整到的高度。水面高度将始终保持不低于指示针尖 5mm 以下，或不高于指示针尖 10 mm 以上。在加水的容器边上附有一带有刻度的玻璃管，用以指示加到蒸发池的水量，并对容积量筒的测量结果进行粗略检验。

9.3.5 蒸发器的主要误差来源

蒸发器的安装方式既会带来方便之处，也会导致测量误差。设在地面以上的蒸发器易于安装维护，比埋入土中的大型蒸发器清洁，因为灰尘等污物不会从周围大量溅入或吹入；若出现漏水，也比较容易发现，便于采取措施。但蒸发的水量要比埋入土中的大，主要是由于蒸发器的器壁受到额外的辐射。使用隔热蒸发器可大大消除这种不利影响，但又会增加材料成本。

把蒸发器埋入地中，有助于减少不良边界影响，诸如侧壁上的辐射和大气与蒸发器本身之间的热交换。但其不利之处在于：

(1)导致蒸发器内会聚集更多的杂物，难以消除；

(2)渗漏不易检测与纠正；

(3)邻近蒸发器的植被高度影响更大；

(4)在蒸发器与土壤之间存在明显的热交换，这取决于很多因素，其中包括土

壤类型、含水量及植被覆盖情况。

漂浮的蒸发器要比在岸上安置于地面以上或地平面上的蒸发器更接近于湖面的蒸发，尽管漂浮蒸发器的储热特性与湖泊不同。漂浮蒸发器也受它所在的特定湖泊的影响，它并不一定是湖面蒸发的良好指示器。观测上的困难是显然的，特别是溅落经常使得观测数据不可靠。安装和运行这样的蒸发器，费用也较昂贵。

在所有的安装方式中，最重要的一点是蒸发器桶体应由防腐蚀材料制成，其所有接口要做到使发生渗漏的可能性减至最小。大雨及强风可能使蒸发器内的水溅出，致使测量无效。

蒸发器内的水面高度很重要。如果蒸发器内的水太满，就可能有 10%（或更多）降雨溅出，造成估计蒸发量过高。若蒸发器内的水面太低，由于边缘的过分荫蔽及屏障，可导致蒸发率降低（在温带地区，若水面高度在标准高度 5 cm 以下时，每降低 1 cm 将会导致蒸发率降低约 2.5%）。如果水的深度非常浅，则由于增强了水表加热而使得蒸发率增大。最合理的措施是在每次读数时能自动调整水面，或者采取措施当水面达到上限标记时就取出水，而当水面达到下限标记时就添加水，使水面限制在允许的高度范围内。

9.3.6　蒸发量的自动测量

蒸发量是指一定口径的蒸发容器内水面因蒸发而降低的深度，因而蒸发的自动测量可采用各种液位传感器来实现。图 9.16 为超声波蒸发计的示意图，液位传感器通过连通管与 E601 蒸发桶相连，液位传感器底部安装超声波压电陶瓷换能器（探头），利用电缆将探头与测量电路相连。

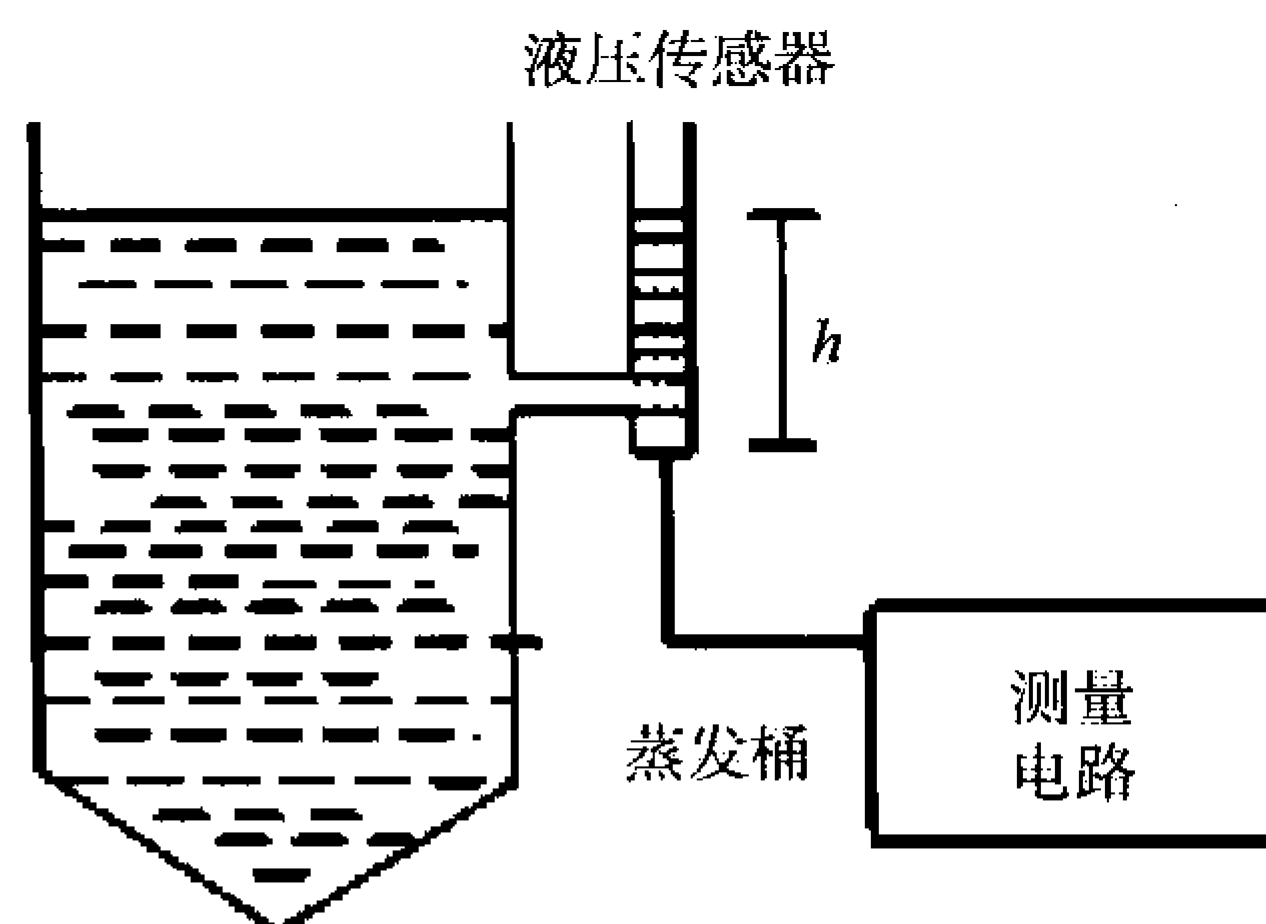


图 9.16　超声波蒸发计示意图

习　题

（1）为什么各国都非常重视降水观测？为什么孤立的一台降水测量仪器的测量值又没有多大实际意义？

（2）雨量器采用了哪些技术措施来减小测量误差，提高测量灵敏度的？

（3）你认为可以采取哪些方法减小翻斗从开始翻转到中间隔板越过进水口这段时间继续进入斗内水量所造成的动态测量误差？

（4）如何调整翻斗式雨量传感器的启动阈值？

(5)如何改造翻斗式雨量传感器才能使其能测量固态降水量?

(6)试述虹吸遥测雨量计的结构和工作原理。

(7)分析承水式雨量传感器的动态误差及减小动态误差的方法。

(8)分析承水式雨量传感器的静态误差及减小静态误差的方法。

(9)为什么积雪深度测量的代表性较差?

(10)为什么采用蒸发器测定的蒸发量不能准确地代表自然水体的蒸发量?

(11)蒸发器的安装方式会导致怎样的测量误差?可采取什么措施?

(12)为什么蒸发器内的水面高度很重要?可采取哪些方法使水面限制在允许的高度范围内?

第 10 章　辐射能和日照时数的测量

辐射能是指太阳、地球和大气以电磁波形式向外发射的能量，其波长从 10^{-10} μm 的宇宙射线到几十千米的甚低频无线电波。到达和离开地球表面的各种辐射能量是地-气热量系统的最重要的部分，辐射测量可用于研究地球-大气系统中的能量转换及其随时间和空间的变化，分析大气成分中诸如气溶胶、水汽、臭氧等的特性和分布等，几乎所有的大气科学问题都涉及辐射能的收支。日照这一词是指与突现于天空背景漫射光的日盘亮度相关的，或易于由人眼观测的，并在受照射物后面出现阴影有关的现象。与其他波长的辐射能量相比，日照与可见光辐射相关更密切。日照的长短与农业生产密切相关，所以日照时数是所有气象台站必须观测的项目。

本章首先介绍辐射能基本量及其测量仪器原理，然后介绍与辐射有关的另一物理量即日照的观测仪器与方法。

10.1　辐射能的测量

太阳辐射能是地球-大气系统的最主要的能量来源。到达地球大气圈外的太阳辐射 99.9%的能量集中在 0.17 ～4 μm 频段，其中 97%的能量集中在 0.29～3.0 μm 间，通常称太阳辐射为短波辐射。太阳辐射通过大气时，由于气体分子、气溶胶粒子、云内水滴和冰晶的散射和吸收而受到削弱。地球表面、大气中气体、气溶胶和云发射的是长波辐射，总称地球辐射，它在大气中传输时也会被削弱。地球表面的温度平均约为 300 K，辐射能量的 99.9%集中在 3～80 μm，最大辐射波长为 10 μm。对 200 K 的大气，辐射能量的 99.9%集中 4～120 μm，最大辐射波长在 14.5 μm。这两种辐射能的 99%左右集中在 4～40 μm。

太阳和地球辐射的光谱分布重叠很少，因此在测量和计算上常可以分别处理。气象学中，这两类辐射的总和被称作全辐射。可见光辐射的光谱范围是以对于标准观测者的光谱效率来定义。可见光辐射的 99%位于波长 0.4～0.76 μm 的谱区，波长短于 0.4 μm 称为紫外辐射，长于 0.76 μm 的称为红外辐射。

10.1.1　辐射基本量及测量内容

根据国家法定计量单位及国家标准物理量和单位的规定以及 WMO、国际气

象学和大气物理学协会(IAMAP)的建议,表 10.1 给出了辐射基本物理量的定义。

表 10.1 辐射基本物理量

名称	符号	单位	定义	关系式
辐射能	Q	J	由辐射传递的能量	
辐射通量	ϕ	W	单位时间传递的辐射能(辐射功率)	$\phi=\frac{dQ}{dt}$
辐射能流率	M,E	$W\cdot m^{-2}$	单位时间内、单位面积上通过的辐射能	$\frac{d\phi}{dA}=\frac{d^2Q}{dAdt}$
辐射出射度	M	$W\cdot m^{-2}$	某放射面所发射的辐射通量密度	$M=\frac{d\phi}{dA}$
辐照度	E	$W\cdot m^{-2}$	入射到某接收面上的辐射通量密度	$E=\frac{d\phi}{dA}$
辐射强度	I	$W\cdot sr^{-1}$	从源发出的给定方向单位立体角内的辐射通量(仅指点源)	$I=\frac{d\phi}{d\Omega}$
辐射率	L	$W\cdot m^{-2}\cdot sr^{-1}$	通过垂直于给定方向上单位面积立体角内的辐射通量	$L=\frac{d^2\phi}{d\Omega\cdot dA\cdot\cos\theta}$
曝辐射量	H	$J\cdot m^{-2}$	一段时间辐射度的总量	$H=\int_{t_2}^{t_1}E dt$

以上基本量中,辐射观测的物理量主要是辐射能流率(或叫作辐射通量密度、辐射强度),包括辐照度和辐射出射度。其单位分电学和热学两种,电学单位 $W\cdot m^{-2}$ 是正式使用的单位,热学单位是 $cal\cdot cm^{-2}\cdot min^{-1}$,其换算关系为 $1\ cal\cdot cm^{-2}\cdot min^{-1}=697.8\ W\cdot m^{-2}$。在分光观测中,应该用光谱辐照度($W\cdot m^{-2}\cdot nm^{-1}$)及光谱曝辐射量($J\cdot m^{-2}\cdot nm^{-1}$)。

对于气象学辐射观测项目的定义和符号,WMO 又给出了较详细和统一的规定,其中气象主要辐射观测量为:

(1)太阳直接辐射(S)指来自日盘 0.5°立体角内与该立体角轴垂直的面的太阳辐射。设投射到水平面上的太阳直接辐照度记为 S',则 $S'=S\sin h_\odot$。

(2)散射辐射(辐照度)($E_d\downarrow$ 或简记为 D)指水平面接收到的天空 2π 立体角减去日面所张立体角内的大气等的散射辐射。

(3)总辐射(短波辐照度)($S'+E_d\downarrow$)或($S'+D$)指投身到地面水平面上太阳直接辐射和 2π 球面度天空散射辐射之和。

(4)反射太阳辐射(辐照度)($E_r\uparrow$)指地面对太阳直接辐射的反射辐射,又叫短波反射辐射。

(5)净辐射(辐照度)(E^*)指通过某水平面的短、长波辐射(又可以合称为全辐射)的差额。

WMO 给出的太阳常数(S_0)的定义是大气圈外日地平均距离处与日光垂直的

面元上的太阳辐照度。

10.1.2　辐射量的观测原理

利用辐射能产生的热、电和化学等效应可用于测定辐射能。气象辐射仪器一般利用热效应，感应器用黑体制成，实际使用涂黑感应片约能吸收入射辐射的99%左右。测量辐射增热的常见办法有两种：

(1)直接测温度法

感应器吸收辐射后温度上升，同时向周围环境传递热量。温度不断上升，热交换也相应增大，导致温度上升缓慢。如入射辐照度恒定，感应器最终会趋于收支平衡，而稳定在一个恒定的温度上。同感应器进行热交换的环境是支架和空气，由于辐射支架的热导率很大，平衡状态会很快达到。感应器本身因辐射失热很少，所以测量辐照度与感应器同一支架间的温差即可定出辐照度。

(2)补偿法

用两面积相等吸收率完全相同的感应器，一个由被测辐射加热到平衡状态，另一个同时用电流加热到同一温度。由于两者单位时间内得到的热量相同。用(10.1.1)式可算出待测辐照度

$$S=\frac{cri^2\tau}{\delta Lb} \tag{10.1.1}$$

式中 r 为感应器电阻，i 为流过感应器的电流，τ 为通电加热时间，δ 为感应器的吸收率，L，b 为感应器片的长和宽，c 为比例系数。

气象学上测量辐射的仪器相当多，按待测基本量、仪器视场角、光谱响应范围和主要用途可以分成多种类型，如表 10.2 所示，从中也能看到在观测中所使用的辐射基准。

表 10.2　气象用辐射仪器

仪器分类	被测参数	主要用途	视场角(球面度)
绝对直接日射表	太阳直接辐射	基准仪器	5×10^{-3}(约 2.5°半角)
直接日射表	太阳直接辐射	(1)校准用三级标准； (2)台站使用	$5\times10^{-3}\sim2.5\times10^{-2}$
光谱直接日射表	宽光谱段内的太阳直接辐射(例如用 OG530，RG630 等滤光器)	台站使用	$5\times10^{-3}\sim2.5\times10^{-2}$
太阳光度计	窄光谱段内的太阳直接辐射(例如用 500±2.5 nm，368±2.5 nm 等)	(1)标准； (2)台站使用	$5\times10^{-3}\sim1\times10^{-2}$ (约 1.5°全角)
总日射率	(1)总辐射； (2)天空辐射； (3)反射辐射	(1)工作标准； (2)台站使用	2π

续表

仪器分类	被测参数	主要用途	视场角(球面度)
分光总日射表	宽光谱段内的总日射(例如OG530,RG630 等滤光器)	台站使用	2π
净总日射表	净总日射	(1)工作标准; (2)台站使用	4π
地球辐射表	(1)向上的长波辐射; (2)向下的长波辐射	(1)工作标准; (2)台站使用	2π
全辐射表	全辐射	台站使用	2π
净全辐射表	净全辐射	台站使用	4π

10.1.3　太阳直接辐射的测量

太阳直接辐射用日射表测量,其重要部件是辐射感应面和进光筒。感应面应垂直于太阳光线,进光筒是一个有多个光阑的准直管,见图 10.1。

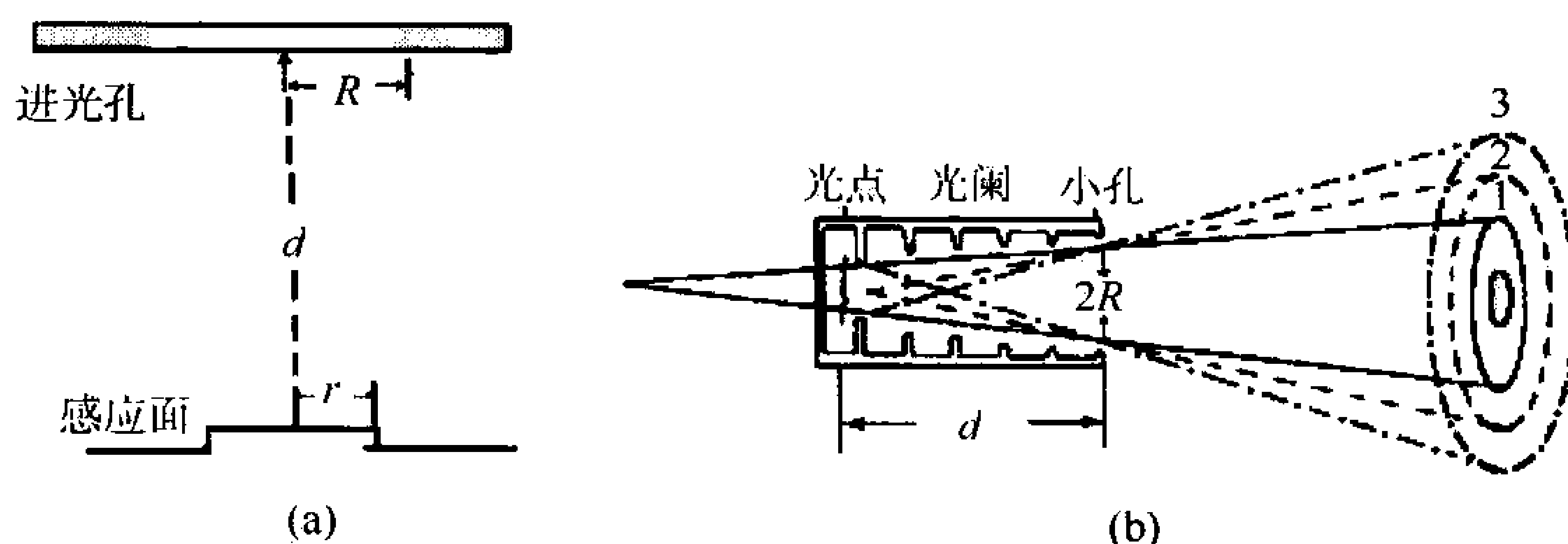


图 10.1　直接日射表的进光孔

(a)进光孔与感应面;(b)视场剖面(1 为全辐照区,2、3 为部分辐照区)

光阑的作用是保证仪器的视场角,防止风对感应器的影响及减少管壁杂散射反射。进光筒设计有一定标准,考虑到太阳对地球的张角约为 0.5°,要把这样小的立体角分离出来,必须把进光筒做得很长,而这对瞄准和观测很不方便,稍有偏差,露光孔的边缘就会遮住一部分感应面,引起观测误差。因此,需放大进光筒的孔径角(露光孔张角至少大于 0.5°)。这样感应面接收的不仅是太阳圆面的直接辐射,还接收一部分窄的环日天空的散射。

进光孔孔径的半张角(也叫开敞角)α 和光阑的倾斜角 β,按(10.1.2)式计算

$$\alpha = \tan^{-1}\frac{R}{d},\ \beta = \tan^{-1}\frac{R-r}{d} \tag{10.1.2}$$

为了统一测量标准,WMO 建议新仪器的 α 应设计为 2.5°,相应球面度 5×10^{-3},β 为 1°。在使用不同的孔径角参数的仪器或彼此对比时,必须计算各自环日

辐射的贡献，再加以修正。

10.1.3.1　埃斯屈朗补偿式绝对日射表

埃斯屈朗补偿式绝对日射表是采用补偿法测定太阳直接辐射的仪器，如图 10.2，现在被用作二级标准仪器。

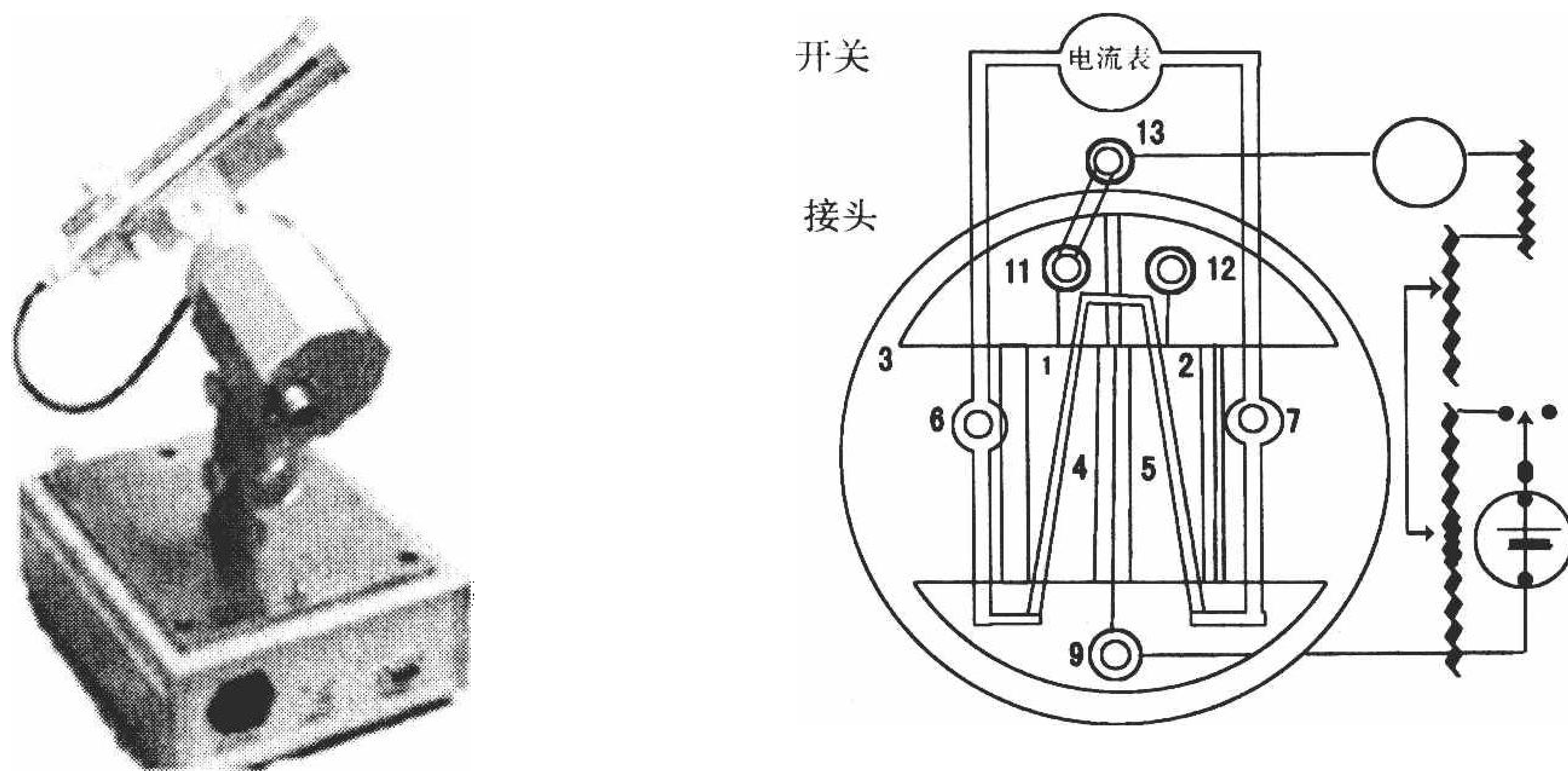


图 10.2　埃斯屈朗补偿式绝对日射表（实物图及原理结构）

仪器的感应器是两块完全相同的锰钢片（图中 1 和 2），规格为长 18 mm、宽 2 mm、厚 0.02 mm，上面涂有 0.01 mm 厚的铂黑或煤烟，背面用虫胶把康铜—铜热电堆的两端（图中 4 和 5）贴附其上，它与感应片能导热但不导电。热电堆的引出线通过图中 6 和 7 与高灵敏的电流表相接，可以测定两感应片的温差电流。感应片通过接头（图中 9、11 和 12）与加热电路边接，加热电流由毫安培计测得。整个感应部分装在一个固定的支架上的进光筒内。筒内装有 2～3 层光屏，圆筒前面有一个开有两条 5 mm×23 mm 露光槽的盖子，盖背面装有可以转动的屏幕，用来遮盖感光片。

由于感应器是矩形锰铜片，露光槽也是长条形，因此仪器的孔径角为两组值：

$$\alpha(\text{纵}) = 8.3°, \alpha(\text{横}) = 2.0°; \beta(\text{纵}) = 1.4°, \beta(\text{横}) = 1.2°$$

为使此仪器与圆形孔径的仪器相比较，可使用等效半张角概念，即矩形感应器的中心部分所接收到的辐射能与圆形感应器接收到的相等时，后者应具有的孔径角，常取为 2.7°。

测量由 3 个以上循环构成。在每次循环期，左右感应片交替被遮蔽或被太阳直接辐射照射。被遮蔽的感应片由电流加热，调节加热电流，使热电堆回路中热电势变为零。在一组测量之前或之后，零点可以用两个片子同时被遮蔽或同时被照

射来检查。由补偿法可知，太阳辐照度 S 可用(10.1.3)式计算：

$$S = K \cdot i_L \cdot i_R \tag{10.1.3}$$

式中 i_L，i_R 为左、右片分别被太阳直接辐射照射时测得的加热电流的平均值。K 为仪器常数，$K=\frac{cr\tau}{\delta L b}$，其中，$r$，$\delta$，$L$，$b$ 均可事先定出，且都不随温度变化，K 可以直接算出。因此这种仪器不需要依据其他仪器的示值来校准，按本身的输出值(电流)就能给出辐照度，因而是一种绝对仪器。绝对日射表使用久了，感应片上的煤烟层可能逐渐剥蚀，使感应片表面积缩小。因此在使用前同应与一级标准仪器比较，校准仪器常数。

10.1.3.2　**相对日射表**

相对日射表的感应部分是一块熏黑的薄银片，银片背后贴有热电偶堆，热电偶的工作端贴在银片背后，参考端贴在厚金属圆筒的一个铜环上。相对日射表的感应部分外遮有镀铬的防护罩。遮光筒的 α 角为 10°，内有数层光阑。遮光筒前沿有一个小孔，对准太阳时，太阳的光点恰好落在后面屏幕的黑点上，热电偶堆的引线直接与灵敏检流计连接，如图 10.3 所示。

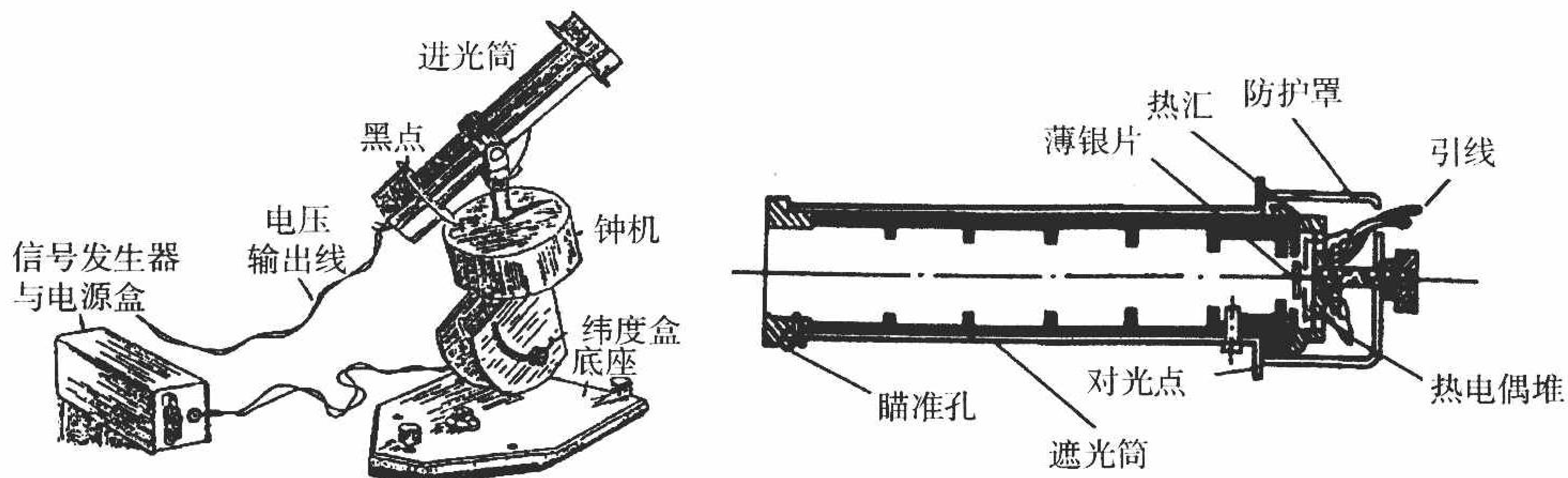


图 10.3　DFY-3 型相对日射表(实物图及原理结构)

观测时先把引线与检流计接通，对准太阳光读出仪器遮蔽时的读数 N_0，再打开遮光筒的盖子，使太阳辐射落在感应面上，读下检流计的读数 N，则太阳辐照度为

$$S = K[(N + \Delta N) - (N_0 + \Delta N_0)] \tag{10.1.4}$$

式中 ΔN 和 ΔN_0 分别为检流计在 N 和 N_0 刻度上的订正值。相对日射表的仪器常数 K 通过与绝对日射表的平行对比得到。

10.1.4　短波总辐射和散射辐射的测量

10.1.4.1　天空辐射表

短波总辐射的测量实际包括水平面上的太阳辐射、天空向下的散射辐射，以及地面对上述两项反射辐射的测量。

测定这些辐射仪器的感应部分是使用锰铜片和康铜片焊接成热电偶并串联成堆。在热电堆表面先用氧化镁涂白，然后再在部分地方涂黑，形成黑片和白片，利用它们的吸收率有较大差别，测定黑片与白片之间的温差，然后换算成辐射通量密度，图 10.4 是这类仪器的原理图，热电偶的工作端正处于黑片的下方，参考端则处于白片的下方，整个感应面密封在一个半球玻璃罩中，为了保持罩内空气的干燥，玻璃罩内存放有干燥剂。

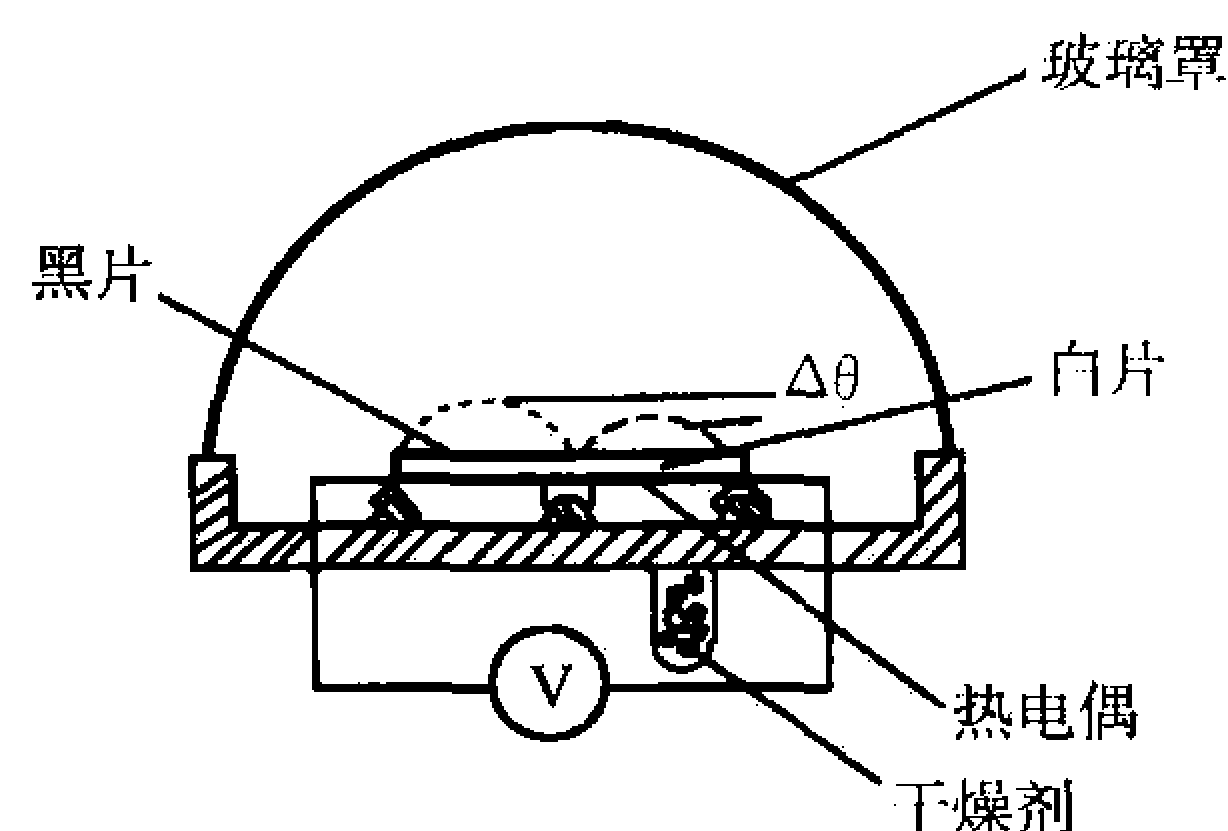


图 10.4　短波总辐射测量仪器原理图
（引自张霭琛，2000）

在稳定的情况下，黑片与白片吸收的辐射分别与它们本身的长波辐射的出射、空气之间的热传导，以及传递给底座的热量相平衡，因此黑、白片的热平衡公式为

$$(S'+D)\delta_1 = 4\sigma T^3\delta_1'(T_1-T)+h_1(T_1-T)+\lambda_1(T_1-T) \quad (10.1.5)$$

$$(S'+D)\delta_2 = 4\sigma T^3\delta_2'(T_2-T)+h_1(T_2-T)+\lambda_2(T_2-T) \quad (10.1.6)$$

式中 $S'=s\cos\theta$，δ_1，δ_2 和 δ_1'，δ_2'分别为黑片和白片对短波和长波辐射的吸收率，h_1，h_2 分别为黑片和白片对空气的对流换热系数，λ_1 和 λ_2 分别为黑片和白片的固体导热系数，T_1，T_2 分别为黑片和白片的温度，T 为空气温度，σ 为玻尔兹曼常数。假设 $\delta_1'=\delta_2'=\delta'$，$h_1=h_2=h$，以及 $\lambda_1=\lambda_2=\lambda$，合并(10.1.3)和(10.1.4)式可得

$$(S'+D)=\frac{4\sigma T^3\delta'+h+\lambda}{\delta_1-\delta_2}(T_1-T_2)=KN \quad (10.1.7)$$

式中 N 为电表的读数，K 为仪器常数。

图 10.5 为 DFY-4 型总辐射表短波总辐射表，圆玻璃罩下的感应面可以借助于底脚的调整使仪器感应面保持水平，整个仪器的感应面由黑、白片组成相间的扇形格，并保持黑片与白片的面积相等。在测量短波的反射辐射时只需将整个仪器翻转，感应面向下。

10.1.4.2　天空散射辐射的测量

使用总日射表测量天空散射辐射，必须遮去太阳圆盘面的直接辐射。遮光板

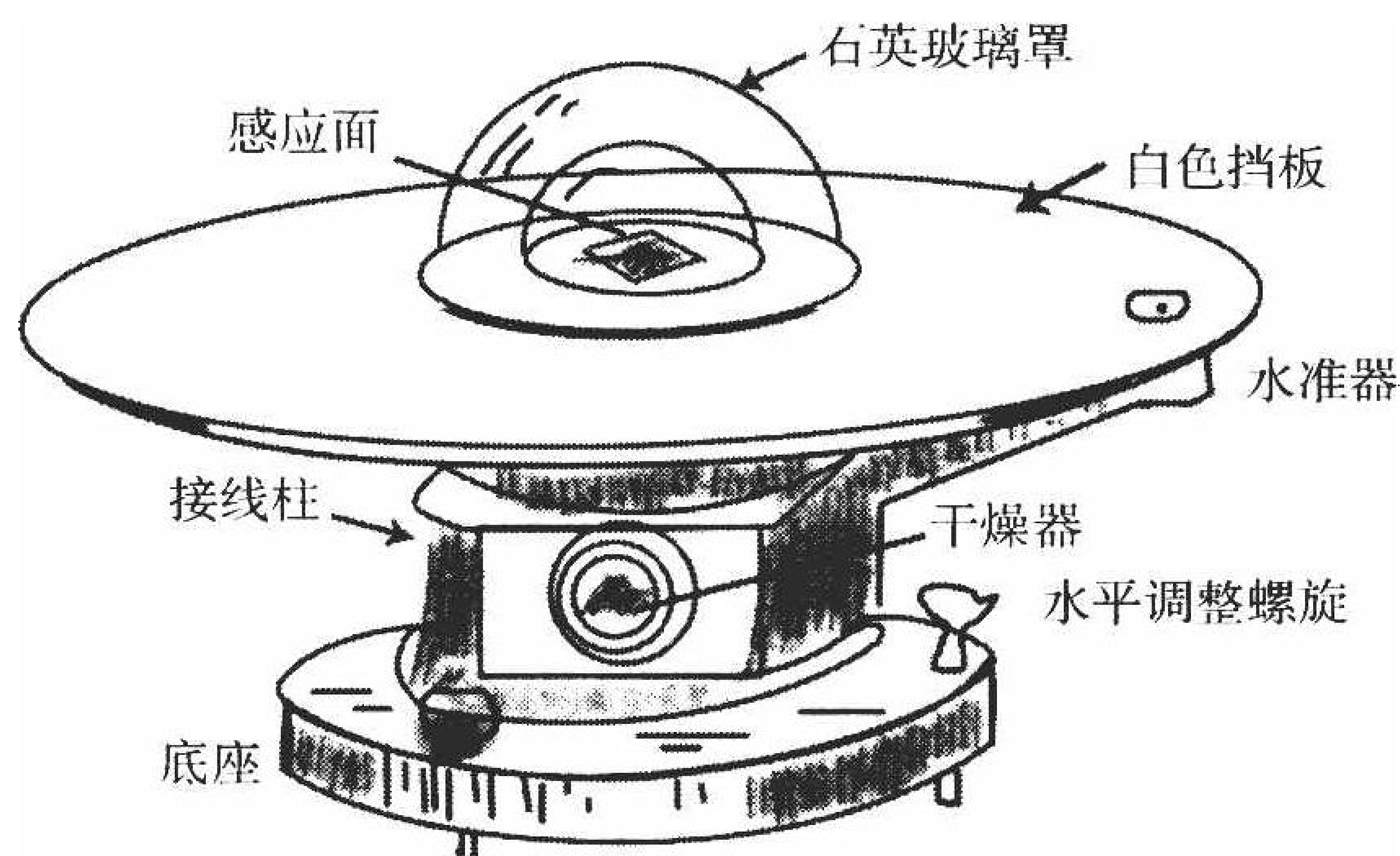


图 10.5　DFY-4 型总辐射表

是常用的方法，但此法无法进行连续记录。为了能连续记录散射辐射又发展出两种装置。

(1)遮日环装置及校正值计算法

在时角坐标系中，太阳的赤纬(δ)反映了太阳直射的纬度，其日变化很小，约为左右，这说明太阳在天球上视运动轨迹近似为一个赤纬圆圈。因此在总日射表上支起一个圆弧形的遮日环架，且能随时调节，使其正好平行对向当天的太阳轨迹圆，就能保证全天任何时间里均遮去太阳的直接辐射，遮日环有两种设计型式：

一种如图 10.6 所示的型式。遮日环是宽约5 cm，内直径约 30 cm，内表面涂黑的金属环带，它以辐射表感应面为中心，能沿着一根金属杆滑动，杆子倾角等于当地纬度。这样，滑杆与地球的极轴平行，环圈平面与滑竿垂直，滑竿上有太阳赤纬的刻度。有阳光时可对着太阳调整遮日环，阴天时可按 δ 刻度来调整。

另一种是鲁滨逊(N. Robinson)设计的，外观如图 10.7。它有两个直径为 50.8 cm 的圆环。一个环与地平面平行放置，另一个环平面呈南北向，垂直放在水平环中。总日射表放在两个圆环的圆心处。另有一组遮光带，按不同季节的不同时段来选用相应的遮光带。

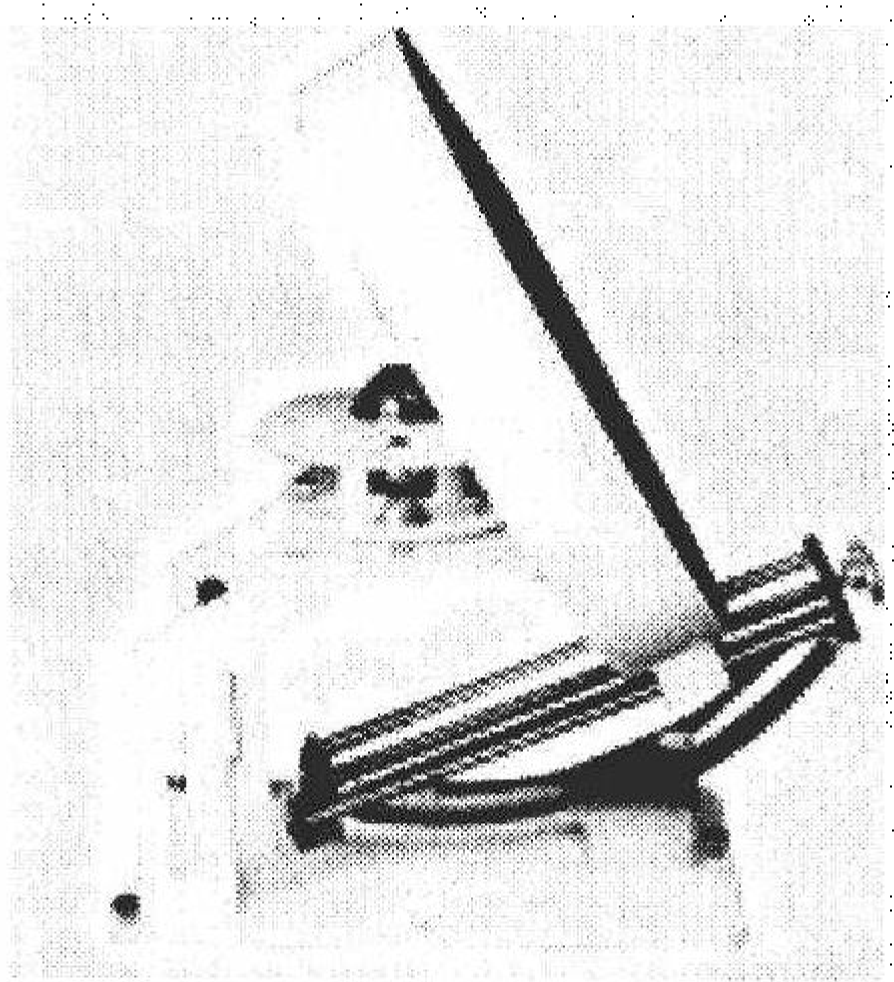


图 10.6　带遮光圈的散射辐射表

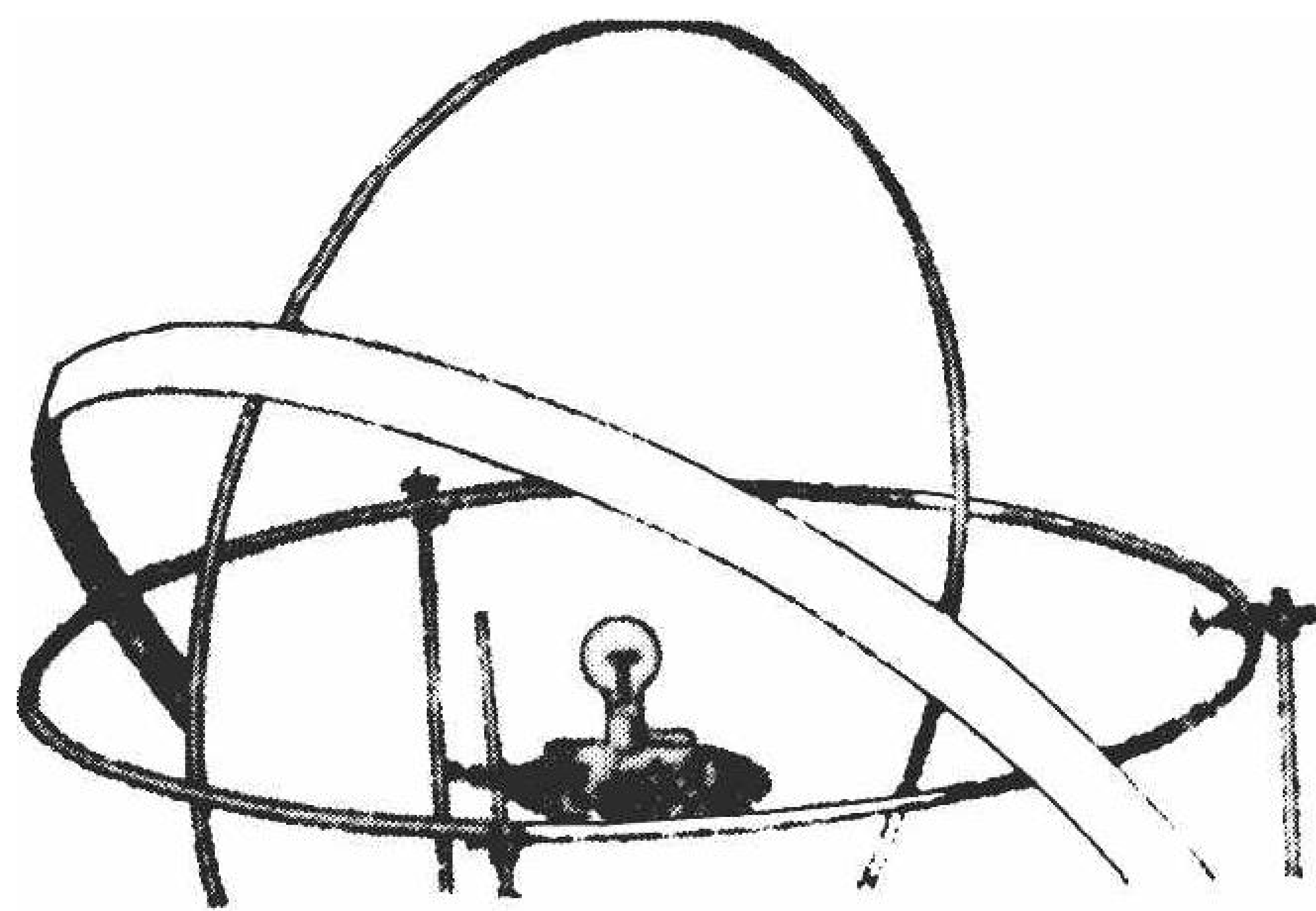


图 10.7　Robinson 设计的遮日环

遮日环能遮住太阳的直接辐射，拦截去了与整个环带相应的那一部分天空辐射，因此观测结果显然偏小，必须加以校正。有学者在全天空的散射是各向同的假设下，提出了遮日环校正值算法。设对于$\frac{b}{r}<0.2$的遮日环，在一天内被遮去的散射辐照度为E_v，WMO 推荐的校正公式是

$$E_v = \frac{b}{r}\cos^3\delta\int_{t_r}^{t_s} L(t)\sin h_{\odot}\,\mathrm{d}t \tag{10.1.8}$$

式中 b 和 r 分别为遮日环的带宽和半径，一般设计$\frac{b}{r}$在 0.09～0.35 之间，δ 为太阳的赤纬，t 为太阳的时角，t_r、t_s 分别为数学地平线上日出和日没时角，且 $t_r=-t_s$，$\cos t_r=-\tan\varphi\cdot\tan\delta$，$\varphi$ 为地理纬度，$L(t)$是天空散射的辐射率，$h_{\odot}$ 为太阳高度角。可得出修正因子 $f=\dfrac{1}{1-\dfrac{E_v}{E}}$，$E$ 是全天空散射辐射。对$\frac{b}{r}=0.169$的遮光圈由计算和经验确定的修正因子如图 10.8，图给出了这种修正因子的一个实例。显然，经验曲线与理论计算曲线的偏差取决于该站的气候因子，且可以通过与能自动跟踪遮光的仪器相比来确定。若无此类跟踪设备，对于阴天可用下式

$$\left(\frac{E_v}{E}\right)_{oc} = \frac{b}{r}\cos^3\delta(t_s-t_r)\sin\varphi\sin\delta + \cos\varphi\cos\delta(\sin t_s - \sin t_r) \tag{10.1.9}$$

由于天空散射辐射的分布远非各向同性，即使碧空情况下也是如此，多云天空更是如此，所以以上均一性假设下的公式修正仍会有相当大的误差。一般对理论

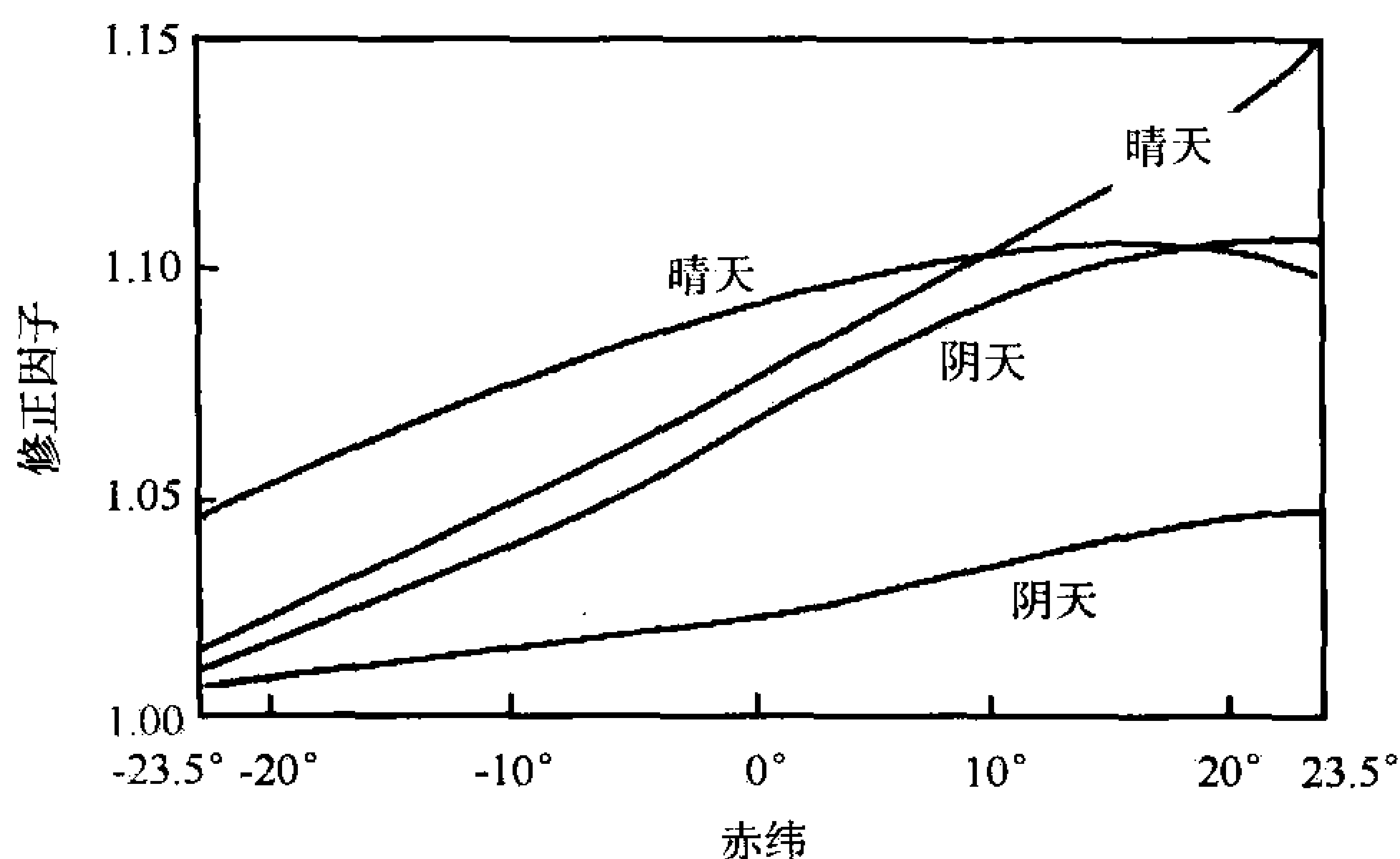


图 10.8　修正因子变化曲线的一个实例

图中最上与最下两条曲线为 F(经验曲线)，中间两条曲线为 f(计算曲线)

计算值还要进行附加订正。主要考虑天空云量情况，按表 10.3 适当加以订正。

表 10.3 订正值的取值

总云量	订正值
0～3	+8%
4～7	+6%
8～10	+4%

(2)自动遮光装置

它与直接日射表自动跟踪太阳的“赤道架”装置类似，是用电机配上减速装置，驱动遮光板(或球)等自动模拟太阳运动。由太阳高度角公式

$$\sin h_{\odot} = A + B\cos\omega \tag{10.1.10}$$

$$A = \sin\varphi\sin\delta,\ B = \cos\varphi\cos\delta \tag{10.1.11}$$

δ 一年中任何连续 12 小时内，最大变化小于 0.2°，所以每个白天 12 小时内，δ 取一适当值，引起的最大误差 $\Delta\delta_{max}=\pm 0.1$。这时每天调节一次相应的 δ 值，则太阳高度 $h_{\odot}$ 就仅取决于太阳时间 $\omega(t)$，时角变化可利用电子钟或机械钟的控制步进电机来实现。

10.1.4.3 *反射辐射和地面反射的测量*

有的总辐射表带有翻转装置，使感应器翻转垂直指向地面，即可测量地面及表面以下的短波反射辐射。除以总辐射，可得出地表反射率。

这种翻转式总日射表只能测瞬时量，为了能连续记录，使用两个总日射表，作成图 10.9 型式，称为反射率表。

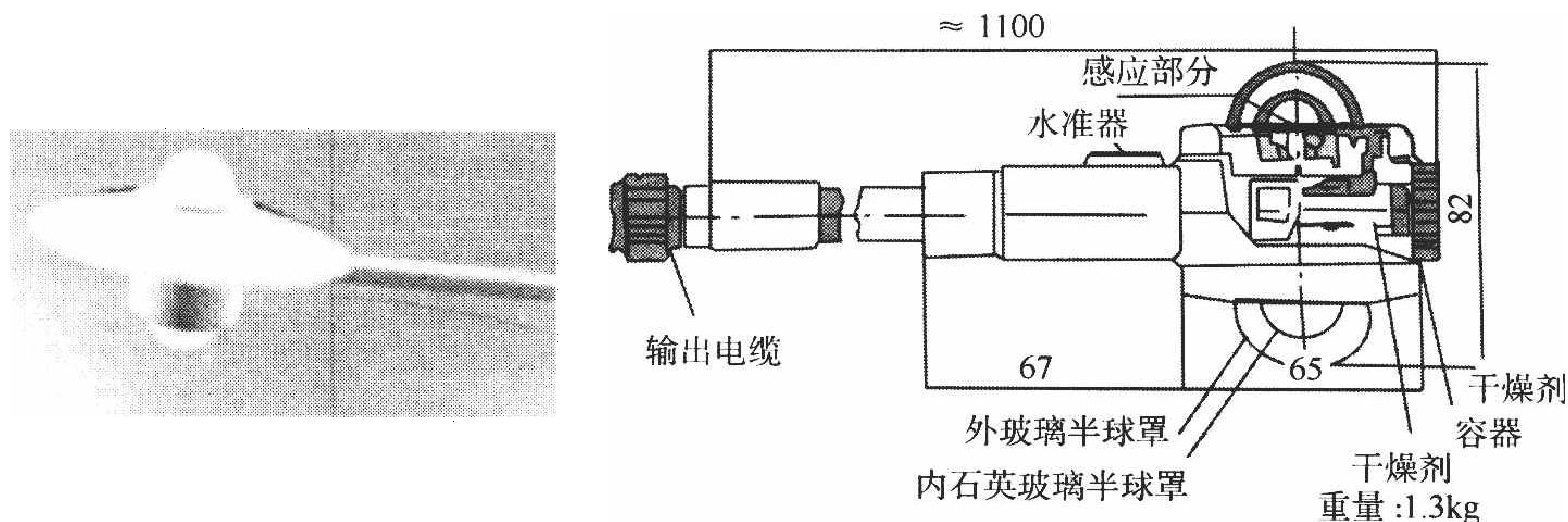


图 10.9 连续测量用反射率表(实物图及原理结构)

10.1.5　全辐射、净辐射和长波辐射的测量

全辐射包括太阳发出的短波辐射(0.3～3.0 μm)和地球、大气的长波辐射(3.0～100 μm)。全辐射表用于测量向上或向下的辐射通量,从全辐射中减去总辐射即得到长波辐射,当然也可使用长波辐射表来测量长波辐射。净全辐射简称净辐射,用净全辐射表来测量。测量全辐射和净全辐射的传感器必须在 0.3～100 μm整个波谱内具有均一灵敏度特性。长波辐射是采用滤光罩对于长波段有恒定的透明度,而对于短波段(0.3～3 μm)是不透明的。

全辐射和净(全)辐射表原理结构基本相同。全辐射表只需一个感应面,而净辐射表要有上、下两个感应面,净辐射表加上配件可测全辐射,为此着重介绍净辐射表。

净辐射表将两块相同的黑色感应面,一个朝上,一个朝下,同时感应辐射,用热电堆测出两感应面的温差,即可换算出净辐射。一般在一个平板骨架上绕上热电堆后,冷热接点的上下再覆上金属或胶木片,涂上黑色材料,即成感应元件。黑色吸收材料一般用金属蒸发的黑色沉积物或光学黑漆。该黑色沉积物对 40 μm 以内的辐射是很好的吸收体,而巴松(Parson)无光黑漆则是更好的吸收性涂料。这两种材料吸收率均匀,吸收率与入射辐射的方向无关。净辐射表的温差探测器除常用热电堆外,还有使用热敏电阻或石英晶体的。下面给出净辐射表的工作方程:

设 $E\uparrow$、$E\downarrow$ 为上、下感应面吸收的总的半球空间辐射;T_u,T_d 为平衡时上、下感应面温度;T_e 为环境温度,A 为感应片吸收率,D 为平板厚度,λ 为平板热导率,K_C 为对流交换系数,E^* 为净辐射。则对上、下感应面分别有

$$AE\downarrow = \varepsilon\sigma T_u^4 + K_C(T_u - T_e) + \frac{\lambda}{D}(T_u - T_d)$$

$$AE\uparrow = \varepsilon\sigma T_d^4 + K_C(T_d - T_e) - \frac{\lambda}{D}(T_u - T_d)$$

所以　$E^* = A(E\downarrow - E\uparrow) = \varepsilon\sigma(T_u^4 - T_d^4) + K_C(T_u - T_d) + \frac{2\lambda}{D}(T_u - T_d)$

又　$T_u^4 - T_d^4 = 4T_u^3(T_u - T_d)$,所以 $E^* = \left(4\varepsilon\sigma T_u^3 + K_C + \frac{2\lambda}{D}\right)(T_u + T_d)$

设 α 为热电偶常数,N 为热电堆的对数,U 为热电堆输出的热电势。则

$$E^* = \left(4\varepsilon\sigma T_u^3 + K_C + \frac{2\lambda}{D}\right)\cdot\frac{U}{\alpha N} = G\cdot U \tag{10.1.12}$$

式中 $G = \left(4\varepsilon\sigma T_u^3 + K_C + \frac{2\lambda}{D}\right)\cdot\frac{1}{\alpha N}$为检定常数,其中辐射项较其他项小一个数量

级。对流和热传导项是主要的，尤其是对流项。为了减少自然对流对净辐射测量准确度的影响，常采用三种设计方式：

(1)强迫通风式　白克曼-维特莱(Backman-Whitley)净辐射表是以交流吹风机在上、下辐射感应面上，同等地吹过 8.94 m/s 的固定气流，这样既减小了自然风影响，又减少了感应面上水汽和水滴沉积物的蒸发冷却和灰尘沉积产生的噪声信号，但是当自然风速大于 5 m/s 以及自然风与人工风正好反向时，会产生误差，使用时应注意。因此上、下感应面是暴露的，下雨时不能用。

(2)防风罩式　将上、下感应面用能透过短、长波辐射的聚乙烯膜罩保护起来，薄膜罩呈半球形，内充氮气或干空气以保持完好的半球形状。图 10.10 展示了澳大利亚米德尔顿(W. E. K. Middleton)净辐射表感应器的外形。这类净辐射表比较常见，有标准型、便携型和微型三种。便携型配有流动考察时的附件，微型的探头直径小到 1 cm ，适宜于植株茂盛的农田观测。

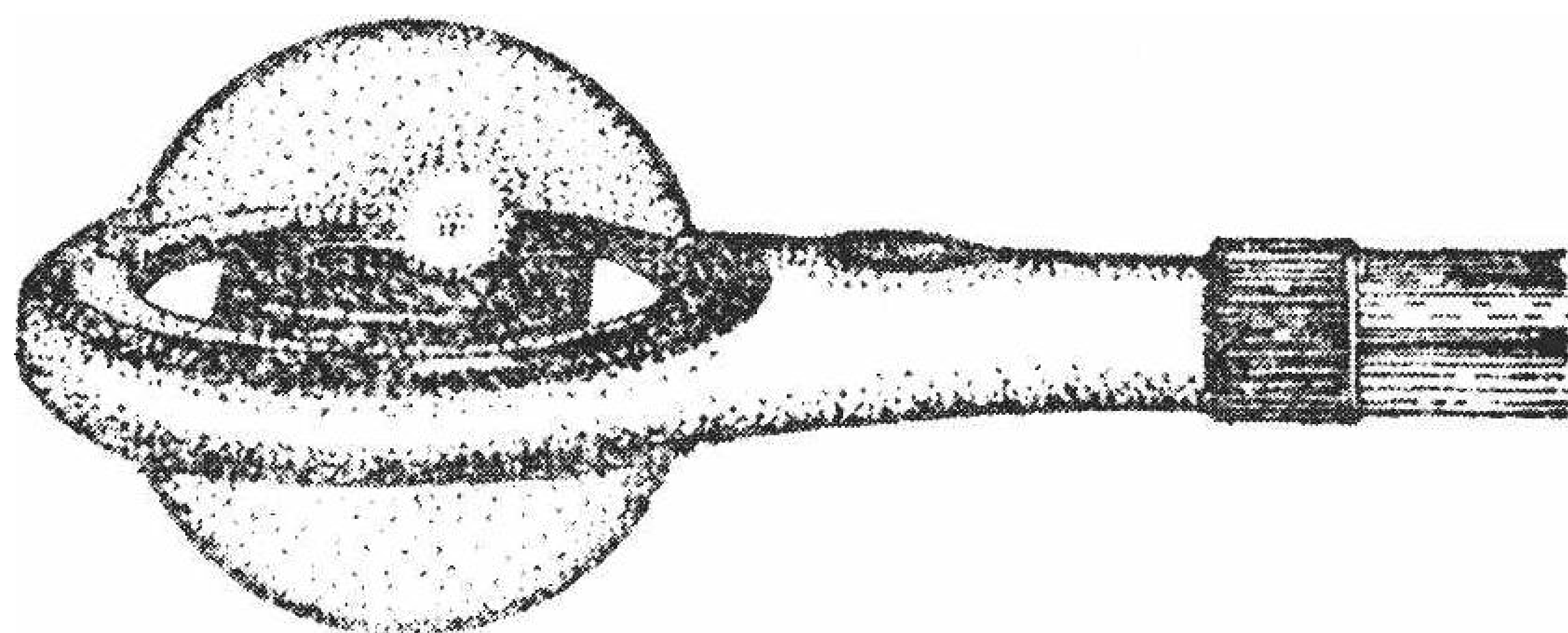


图 10.10　Middleton 净辐射表

(3)防风通风式　这种形式既有聚乙烯膜的防风罩，也有采用送风的方法，防止霜和雾的凝结。为了保持罩内环境干燥，送入的空气先进行冷却除湿，EKOCN-11 净全辐射表就是这种形式。防风通风式中有一种长臂净(全)辐射表，适宜于农田间或不同倾斜面和垂直面上的测量。

10.1.6　辐射仪器的安装

各类辐射测量仪器均应安装在符合条件的场地，并避开有地方性雾、烟尘等大气污染严重的地方。测量来自天空的各种辐射时，要求仪器上方不能有任何障碍物影响；测量来自地面的各种辐射时，要求有一个空旷、无障碍物、有代表性下垫面的地方。地面气象观测场符合辐射观测条件的，可在场地南边扩出 10 m×25 m (南北 10 m，东西 25 m)场地或另辟符合要求的 8 m×8 m 场地作为辐射观测场，四周架设围栏，仪器安装在观测场地的中部。场内浅草平铺，草高不超过 20 cm，并铺以小路，冬季积雪时不要破坏雪面自然状态。若无法开辟专用观测场地，也可在地面观测场内南边的空旷处，安装辐射仪器。如果地面气象观测场不符合辐射

观测条件的，可将总辐射表、直接辐射表、散射辐射表安置在天空条件符合要求的楼顶平台上，而将反射辐射表和净辐射表安置在符合条件、有代表性下垫面的地方。

辐射仪器应安装在特制的台架上，台架采用牢固的不易变形的材料，如木材或金属，通常漆成灰色或黑色。全部仪器可安装在一个或几个台架上，离地面高度为 1.5 m，辐射表排列的原则是：各仪器间应间隔一定距离，一般高的仪器安装在北面，低的在南边，各辐射表互不影响，台架上辐射表的安装位置参照图 10.11。辐射表的输出端用专用防水屏蔽电缆线与仪器显示记录部分连接。

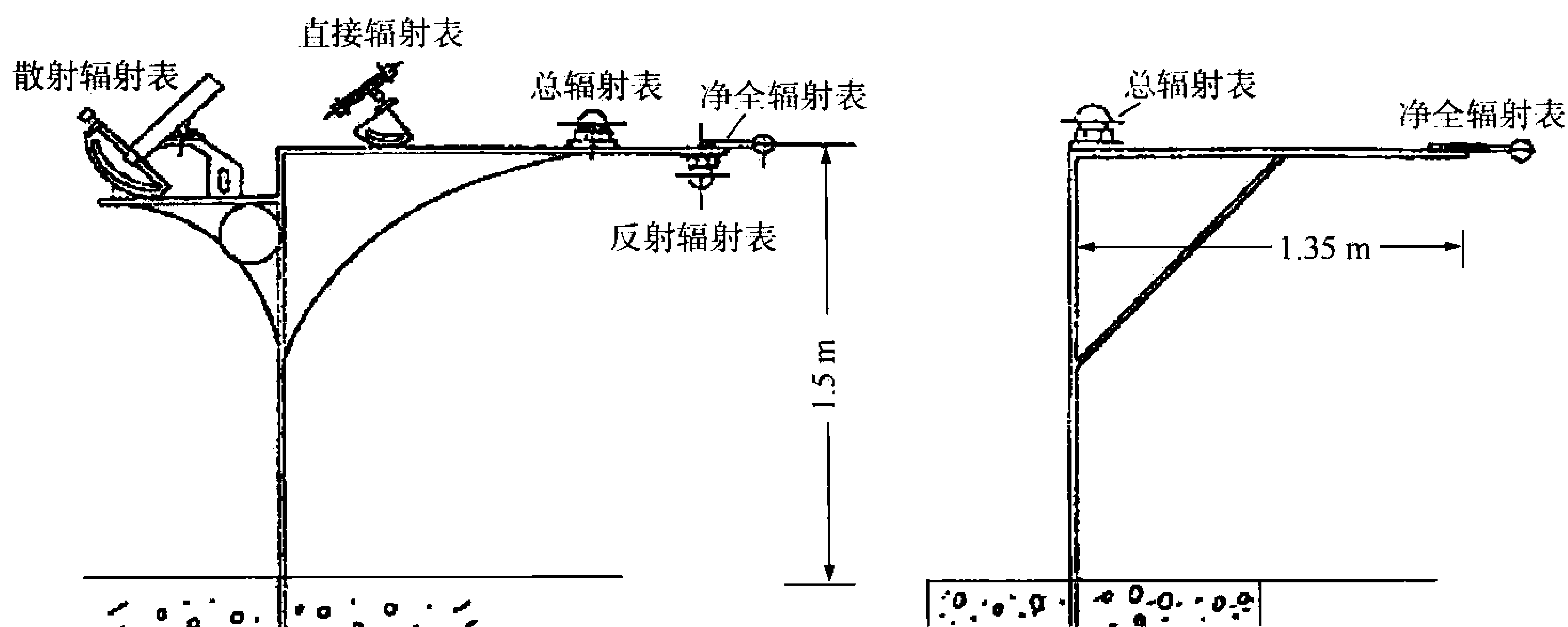


图 10.11　辐射表安装图

10.2　日照时数的观测

阳光的有无与多少不能仅凭人的感觉判断，应该用标准的气象仪器通过感光记录来确定。现代城市的发展往往产生大量的气溶胶粒子，环境空气质量随之恶化，从而产生了消光效应，使得某些地区的阳光明显减少，影响着人们的生活。日照的长短还与农业生产密切相关，所以日照时数是多数气象台站必须观测的项目。

10.2.1　日照时数与可照时数

太阳中心从出现在一地的东方地平线到进入西方地平线，其直射光线在无地物、云、雾等任何遮蔽的条件下，照射到地面所经历的时间，称为日照时数，以真太阳时为单位，取一位小数。每日在日落后统计当日的总日照时数。

“日照”是与太阳圆面相对于背景漫射天空的亮度密切相关的概念，因此有无“日照”必须给出日照阈值，定出基准仪器，这就是日照基准问题。WMO 建议：日

照阈值定为直接太阳辐照度 120 W · m^{-2}(12 mW · cm^{-2})。日照计的阈值与此数值的偏差控制在±20%(96 ～144 W · m^{-2}),日照测量的标准仪器是直接日射表。

可照时数(又叫天文可照时数),是指在无任何遮蔽的条件下,太阳中心从某地东方地平线到进入西方地平线,其光线照射到地面所经历的时间。可照时数可在天文年历中查出,也可按(10.2.1)式计算

$$T = \frac{2}{15}\cos^{-1}(-\tan\varphi \cdot \tan\delta) \tag{10.2.1}$$

式中 T 为可照时数,φ 为该站纬度,δ 为太阳赤纬。

实照时数是指由于地物和云雾等遮蔽,某站实际受到太阳照射的时间。定义日照百分率,日照百分率=(实际时数/可照时数)×100% 。

观测日照时数的仪器主要有:(1) 暗筒式(或称乔唐式,Jordan)日照计,它利用日光在日照纸上留下的感光迹线作记录;(2) 聚焦式(或称康培-斯托克斯,Campbell-Stokes)日照计,它利用日光焦点在自记纸上燃出焦迹来记录;(3)Foster 日照转换器,它利用日光使一对硒光电池产生不平衡信号触发记录器记录;(4) Marvin 日照计,它由于一定辐射热驱使水银膨胀导致电路闭合来实现自记。后两种便于遥测,我国主要使用前两种,并已向遥测化发展。

10.2.2 暗筒式日照计

暗筒式日照计是气象台站常用的仪器,它利用太阳光通过仪器上的小孔射入筒内,使涂有感光药剂的日照纸上留下感光迹线,根据感光迹线的长短即可计算日照时数。暗筒式日照计由金属圆筒(底端密闭,筒口带盖,筒内附有压纸夹)、隔光板、纬度刻度盘和支架底座构成,如图 10.12。

圆筒两侧各有一圆锥形进光小孔,能分别让上、下午日光射入筒内。两孔位置

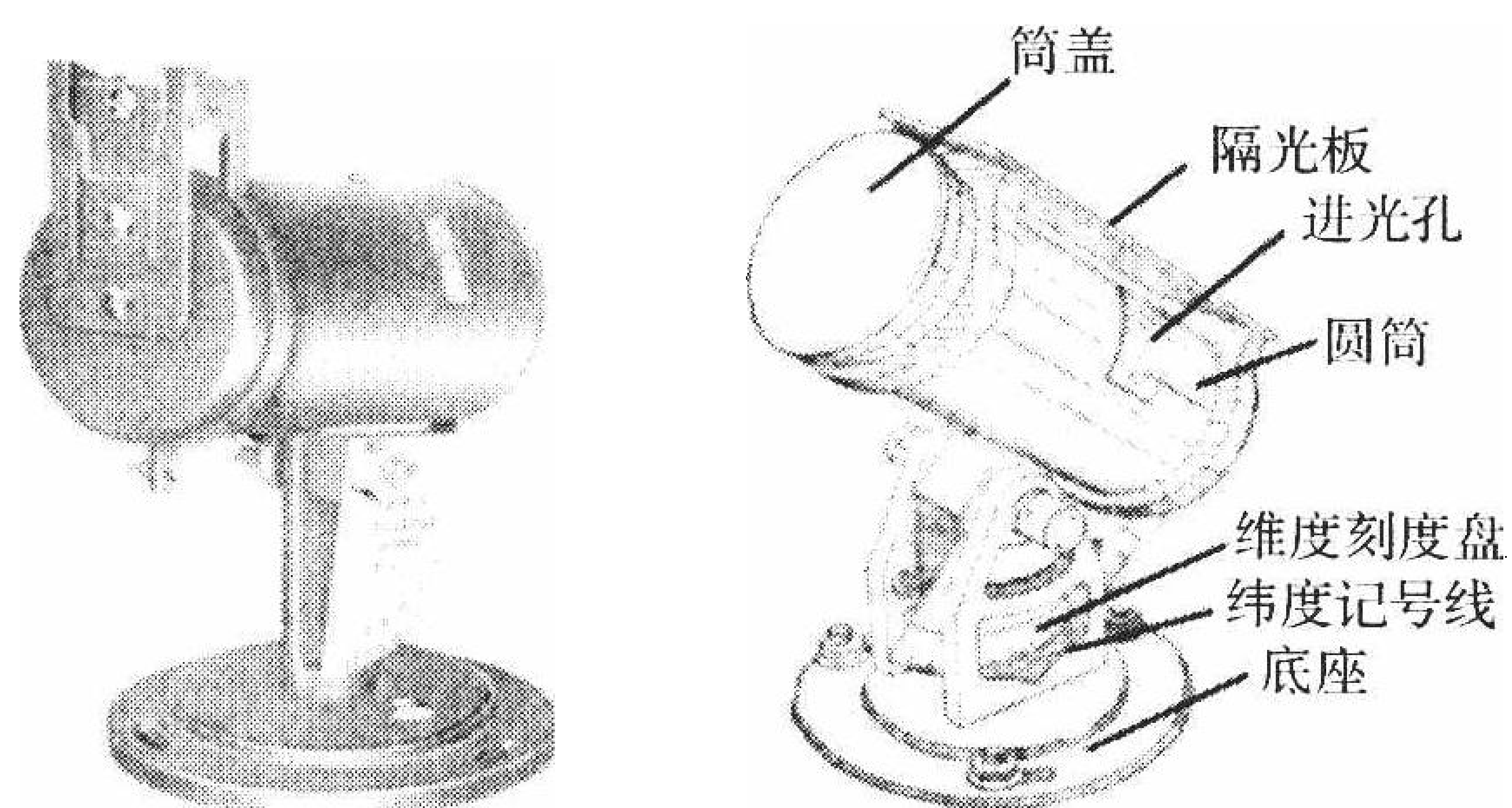


图 10.12　暗筒式日照计(实物图及结构图)

前后错开，避免上、下午感光迹线相互重合。两孔间距离对圆筒中心的张角为120°，筒上有一隔光板，其边缘与小孔在同一垂直面上，主要作用是将上、下午日光分开。调整固定圆筒的支架，可以用来对准测站纬度。

暗筒式日照计，要安置在开阔的、终年从日出到日没都能受到阳光照射的地方。如安装在观测场内，要先稳固地埋好一根柱子（高度以便于操作为宜），柱顶要安装一块水平而又牢固的台座（比日照计底座稍大），座面上要精确测定南北（子午）线，并划出标记。再把仪器安置在台座上，仪器底座要水平，筒口对准正北（利用座面的南北线标记），并将日照计底座加以固定。然后，转动筒身使支架上的纬度记号线对准纬度盘上当地纬度值。如果观测场没有适宜地点，可安置在平台或附近较高的建筑物上。

感光药液是将感光药剂柠檬酸铁铵与水按照 3∶10 的比例配制成溶液后用褐色瓶装好放置在暗处，将显影药剂赤血盐与水按 1∶10 的比例配成溶液用瓶装好也放置在暗处。使用时，在暗处取等量溶液混合后，用棉花均匀地涂在日照纸上。

一年中，感光迹线有时偏上，有时偏下，这是由于太阳直射点在一年中南北移动所造成的。夏半年（春分—秋分）时，北半球太阳偏北，感光迹线偏下，呈凹形；冬半年（秋分—春分）时，北半球太阳偏南，感光迹线偏上，呈凸形；在春分和秋分时，太阳直射赤道，感光迹线为直线。

10.2.3　聚焦式日照计

聚焦式日照计是利用太阳光经玻璃球聚焦后烧灼日照纸（卡片）留下的焦痕，来记录日照时数的。仪器由固定在弧型支架两端的实心玻璃球、金属槽（安装自记纸用）、纬度刻度尺（在弧型支架上）和底座构成，如图 10.13。

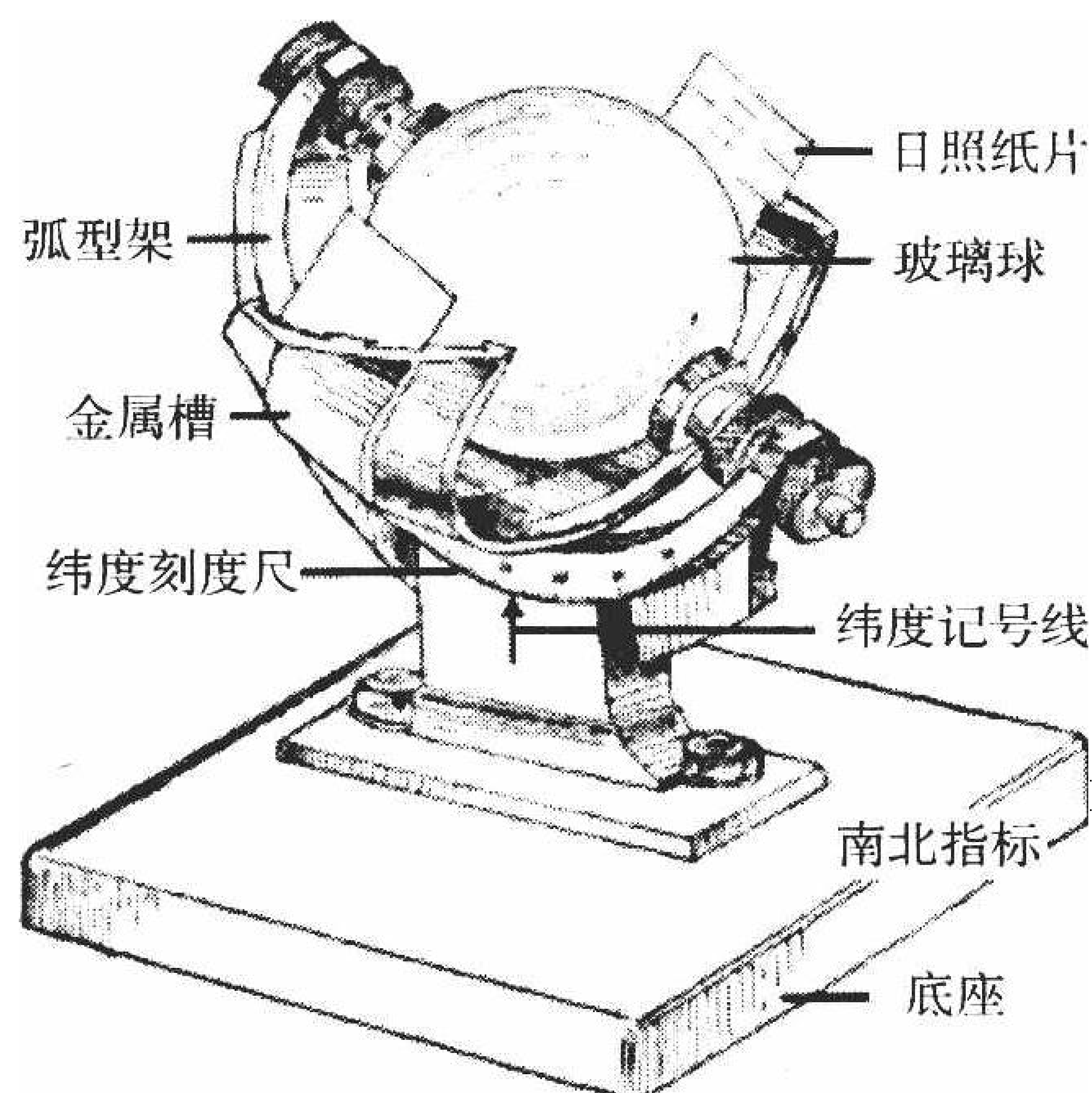


图 10.13　聚焦式日照计

因地球公转，一年中每天同一时间的太阳高度角不相同，玻璃球的焦点位置也在移动，因此在仪器的球面盘上刻有三条槽，如图 10.14。

下面一道，插夏季(4 月 16 日—8 月 31 日)用的长弧形纸片；中间一道，插春、秋季(3 月 1 日—4 月 15 日，9 月 1 日—10 月 15 日)用的直型纸片；上面一道，插冬季(10 月 16 日—次年 2 月底)用的短弧型纸片，如图 10.15。放纸时，12 时的时间线应与槽内中线对齐。

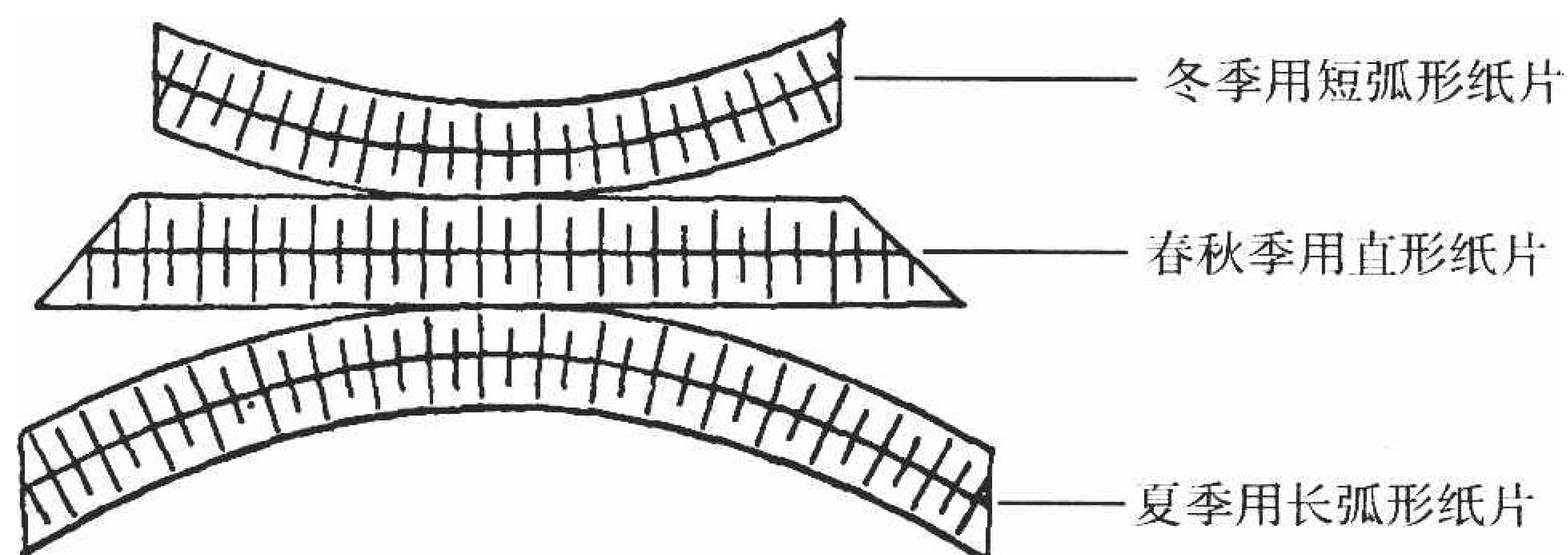


图 10.14　金属槽剖面图

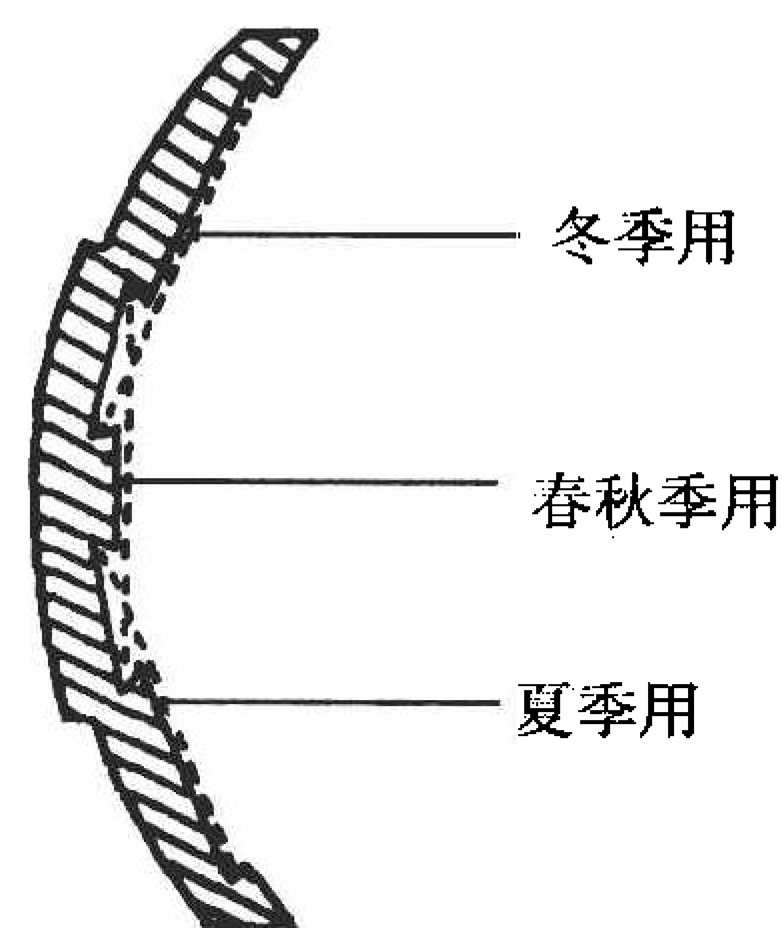


图 10.15　聚焦式日照纸

应注意纸型与季节是否匹配，是否插在相应的那一道沟内。换下纸后，根据纸上的焦痕(不论烧灼程度如何，只要看得出是焦痕就算)，计算逐时和全日的日照时数。计算后的日照纸，次日应由白天值班员进行复校。每月至少检查一次安置的方位、水平、纬度等是否正确。

应当经常保持玻璃球的清洁，如积有灰尘可用软布擦净，但绝不能用粗布擦拭，以免磨损玻璃球。如玻璃球上蒙有霜或雾凇等冻结物时，应在日出前用软布蘸酒精擦除。有降水时，应加上防雨罩；但在降水稀疏且有日照时，应及时取掉防雨罩。

10.2.4　双金属片日照传感器

双金属片日照传感器由置于聚丙烯圆罩下，相互均匀隔开的 6 对双金属黑化元件构成，如图 10.16，用这种传感器可以对日照进行遥测。

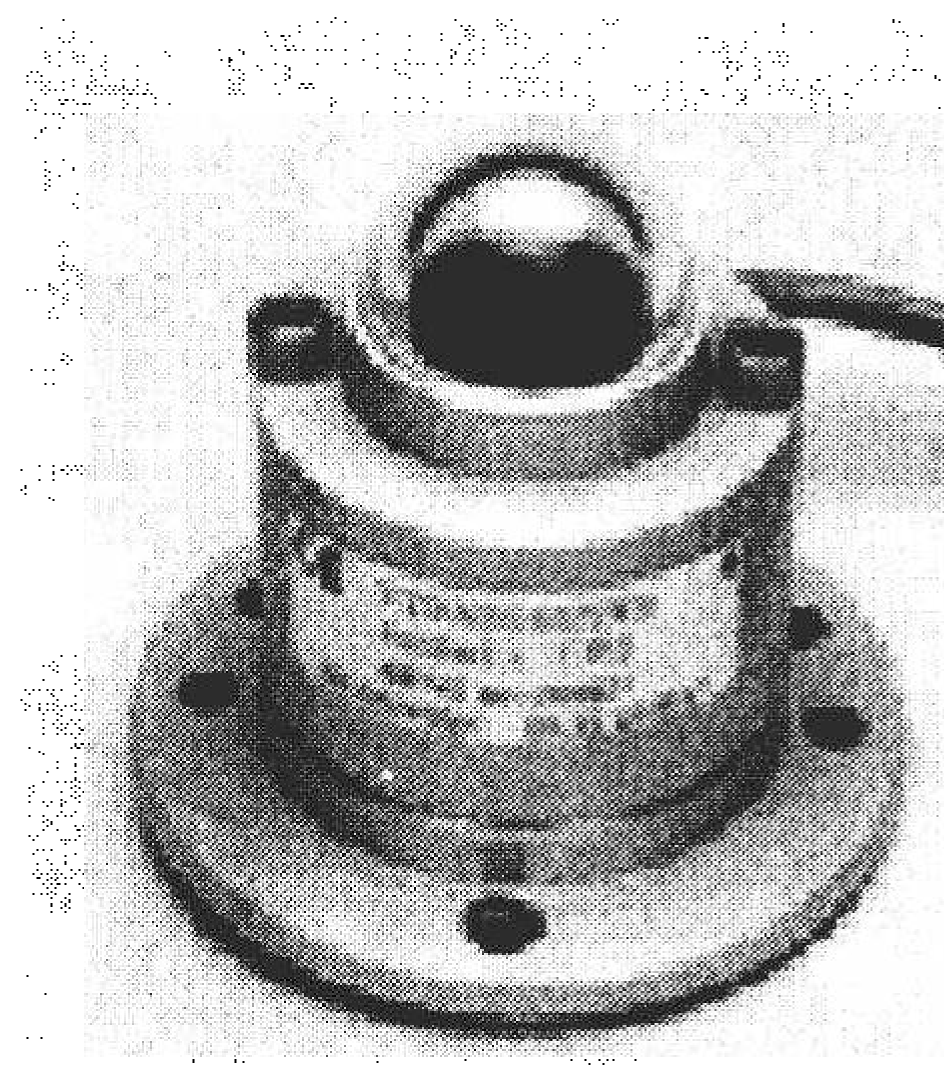


图 10.16　双金属片日照传感器

当照射在仪器上的直接辐射大于某预设阈值($\geqslant$120 $W \cdot m^{-2}$)时，被照射的那对双金属片外部黑色元件受热高于内侧背光处元件，导致正向的接触闭合形成电回路，外部和内部的不同弯折度又使它们产生自动擦除动作，形成接触闭合。接触闭合

的瞬间和持续时间被采集器将有日照时间记录下来。当直接辐射小于预定阈值（或光线变暗），落在白色基板上的散射光反射到内部元件下侧，从而对内部温度进行补偿，这时触点断开，记录无日照。

仪器的校准有两种方法：一种纯技术调整，调整外部调节螺丝间隙，用厂家出厂时配备的隙片可以轻轻地被元件对夹紧，形成间歇设定。对元件调节要在暗处进行，并保持温度在 15℃左右。另一种对阈值精确调整，利用太阳光源或室内参考光源的标准进行调整。

习　题

(1)辐射表测量辐射强度的基本原理如何？辐射表主要有哪些类型？

(2)照度计测量光照强度的基本原理如何？使用照度计应注意哪些事项？

(3)昆明(25°01′N)某年 8 月 9 日的日照时数是 7.6 h，求该日的日照百分率。

(4)某地(32°00′N)某年的年总日照时数是 2088.6 h，求该年的日照百分率。

第 11 章　大气电的测量

闪电是指大气中发生的火花放电现象。通常在积雨云情况下出现，但在雨层云、雪暴、尘暴和火山爆发时也会偶尔出现。闪电按发生的部位可分为云内放电、云际放电和云地放电三种，前两种统称为云闪，第三种称为地闪。自然界中大部分闪电为云闪。地闪与闪电总数的比值为 1/3～1/6（温带地区的比值高于热带地区），地闪对人类活动和生命安全威胁较大。目前世界各国均很重视闪电的监测工作，美国已建立了覆盖全美的国家闪电监测网，同时利用卫星观测数据配合地面监测作雷电报警。我国也研制了各种类型的闪电监测设备。闪电测量设备主要分为三类：闪电计数器、闪电定位设备和电场仪。

本章首先介绍闪电过程及其伴随的电磁辐射，在此基础上介绍闪电定位原理、大气电场测量原理以及相应的仪器设备。

11.1　闪电物理

11.1.1　闪电过程

由云中曲折行进到达地面的闪电往往是由同一条通道、彼此间隔约百分之几秒的多次相继放电组成。整个闪电过程的每一次放电，称为闪击。闪击一般包含先导和回击两个过程。先导是为闪电放电建立电离通道的准备过程，分为梯级先导和直窜先导两种。如图 11.1 所示，闪电初起时，在积雨云底部的强电场作用下，当负电荷中心的电场高达 10^6 V/m 左右时，云雾大气就会发生电击穿，云底部的负电荷迅速向下运动，沿途不断与空气分子碰撞，产生电子和正离子，并逐渐往下方延伸；由于激烈的雪崩反应使空气分子电离加剧，形成一条发光的电离通道；闪电电流总是沿着电阻最小的途径运动，因而出现各种枝状分叉，这时的过程成为梯级先导；当梯级先导通道的前端接近地面时，地面电场很强，特别是高出地面的物体更早地感应出大量的正电荷，正负电荷相互吸引，引发地面产生回击；回击电流很大，形成很明亮的光柱，其冲击波产生雷声，地面电荷迅速沿着梯级先导的通道直通云中负电荷区，使负电荷被中和，这个过程称回击，它是闪电过程的主放电。如果一次回击后，负电荷区的电荷没有被消耗完，还要继续发生以上过程，但强度越来越弱，直至云中的电荷消耗尽，闪电放电才告终止。

梯级先导是像阶梯一样逐级伸向地面的暗淡光柱，它的直径约 5 m，每级长约 50 m，先导约以 10^7 m/s 的速度通过这一段路程然后间歇约 30～100 μs，再继续向前延伸。故整个梯级先导以约 1.5×10^5 m/s 的平均速度迅速向地面伸展。梯级先导为回击建立了电离通道，当先导距地面 5～50 m 时，则地面上某点将产生沿电离通道向上行进的回击过程。

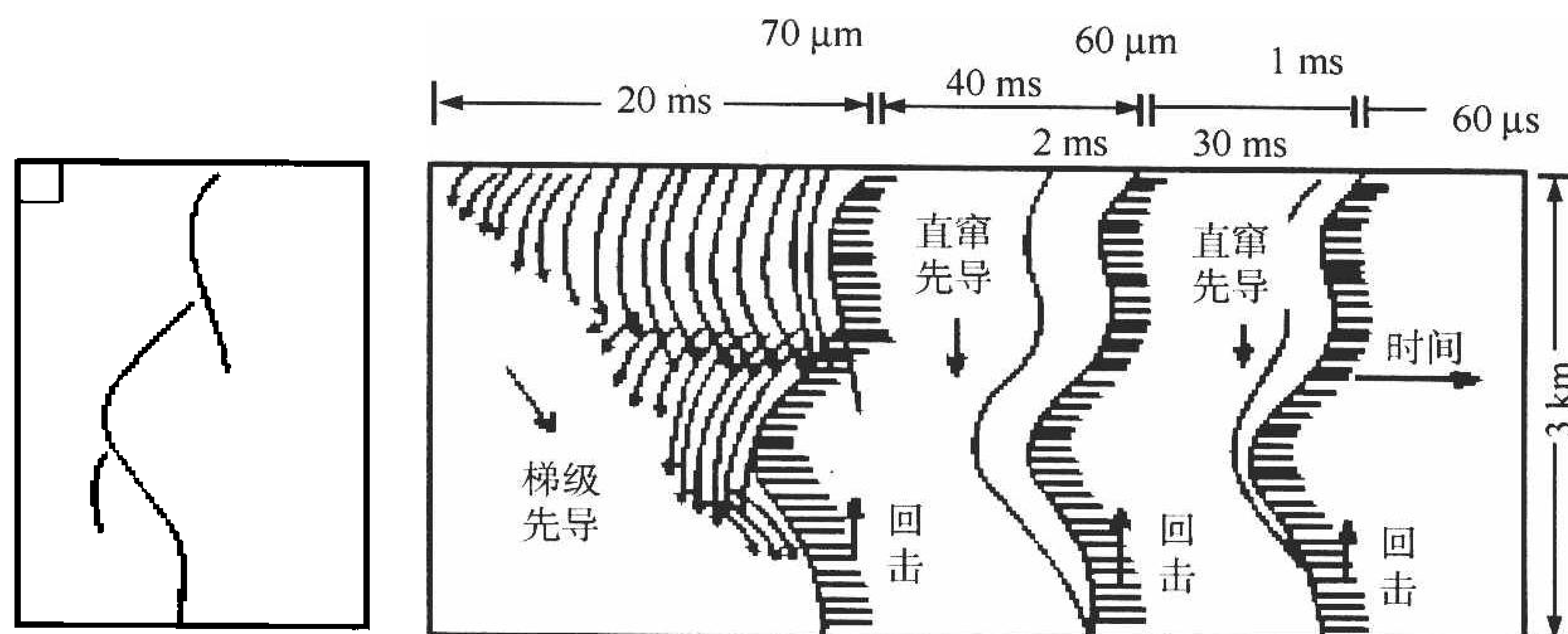


图 11.1　云地闪全过程示意图

回击的发光度比先导强得多，肉眼所见的闪光即为回击，速度约为 5×10^7 m/s，持续约 40 μs；通过的电流约 10^4 A，偶尔可达 10^5 A。回击通道直径平均仅数厘米。在梯级先导和第一次回击通过之后，可能有百分之几秒的时间间歇，随后是第二次先导和回击。第二次以后的各次先导，通常由云至地直窜而下，称为直窜先导。由于它没有梯级，所以运动速度大约比梯级先导高 10 倍。

闪电通常用极性、闪击数和强度等参量来表示其特征。闪电极性是根据从云到地面下降的电荷的正负来区分的。当从云下降到地面的电荷为负电荷时，称为负极性闪电。反之，为正极性闪电。常见的是负极性闪电，正极性闪电通常只在冬季出现。闪击数是指闪电回击的次数。闪电强度通常是指回击电流的峰值。一般闪电的强度达到几十千安。从电力、建筑等部门的防雷保护设计来说，闪电电流是闪电放电的一个最重要的参数，并由此可以推断有关电荷、能量、电矩等参数。一次闪电的整个持续时间约 0.2 s，大约由云中向地面输送数十库仑负电荷。闪电回击平均为 4 次，最多可达 20 多次，各次回击的时间间隔约为几十毫秒，负地闪第一回击峰值电流为 30 kA，正地闪为 50 kA。闪电的电流一般在 10 μs 左右达到峰值（10～100 kA），在峰值电流之前电流上升率达最大值（约 10 kA/μs）。云地电位差一般为 10^7～10^8 V，一次输送约 20 C 电荷，所以一次闪电的能量约为 $2\times(10^8～10^9)$J。这样强大的闪电电流在数厘米直径的通道内瞬间通过，产生了激波，在传播一定距离之后退化为声波（即雷声）。

雷暴的强度通常用给定区域内闪电发生率、平均闪击数、平均强度和负正极性闪电比等参量来描述。在地球上，平均每秒钟有 100 次闪电，每个闪电的强度可以高达 10 亿 V。一个中尺度雷暴的功率高达 10^8 W，相当于一个小型核电站的输出功率。

根据闪电的不同形态和特征，可将闪电分为线状闪电、叉状闪电、带状闪电、火箭状闪电、片状闪电、热闪电、珠状闪电和球状闪电等不同类型。最常见的是线状闪电，它最主要的特征是细亮的发光光柱。如光柱平直而不分叉，像树干一样，则称为枝状闪电；如光柱蜿蜒曲折而又分叉，则称为叉状闪电。带状闪电是一种宽约十几米，看上去呈带状的云地闪电，它是由于线状闪电的通道受强风影响而移动，致使闪电中的各次闪击的空间位置在水平方向上分开而呈带状。火箭状闪电是一种长路径的空气放电，肉眼可直接观测到放电像箭似地沿闪电通道移动，整个放电的持续时间约 1 s。片状闪电是一种使一片云或几块云发亮的闪电。热闪电是指远得听不到雷声只看到闪光的闪电，有时又称为远闪。片状闪电与热闪电常常较难以区分。珠状闪电指闪电通道看起来好像断裂成许多小段样的闪电。每段长约数十米，远看好像一串佛珠悬挂在天空。球状闪电是一种不太常见而又会造成一定危害的奇异闪电，通常在有强雷暴时出现。它外观呈球状，直径 10～20 cm（也有小于 1 cm 甚至大到 10 m 的），呈红、橙或黄色，存在时间小于 5 s（少数超过 1 min），水平移动速度通常为每秒数米，有时能停在半空中不动或由空中向地面降落。

11.1.2 闪电电磁辐射

闪电发生时产生不同频段的电磁波，其特性由放电源的特性和在大气中的传播特性两个因子所决定，通常用瞬变电磁场的波形或振幅谱来表征。闪电产生的电磁辐射是进行闪电探测的重要信息。一次闪电过程在近程（几十千米）范围内引起的波形，在不同频段有典型的形状，如图 11.2。

闪电电磁辐射的主要特点为：

(1)在极低频段有一系列的阶跃，分别对应于回击和 K 过程（闪电先导行进过程中遇到异性电荷集中区时产生的反冲电流过程，类似于回击，但强度大约弱一个数量级）。阶跃之间的缓变部分，对应于闪电通道中回击后恢复性的连续电流，它持续几十毫秒，电流强度为几百安（图 11.2a）。

(2)在甚低频和低频段，表现为先导对应的密集脉冲以及与回击和 K 过程对应的强分裂脉冲（图 11.2b）。

(3)在中频、高频、甚高频和超高频段，表现为密集脉冲串，只在回击和 K 过程之后略有间隙（图 11.2c）。

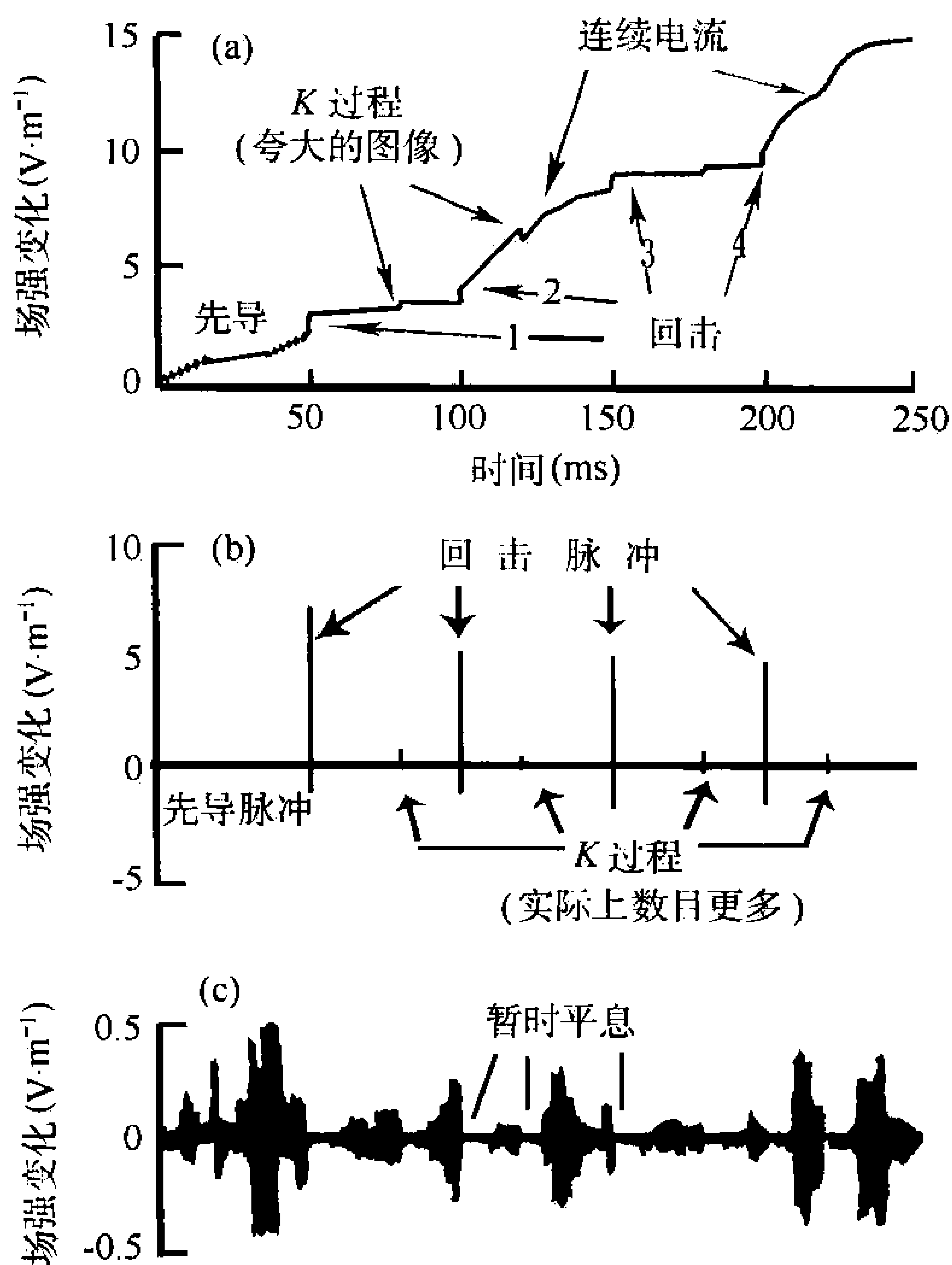


图 11.2　不同频段闪电电磁辐射

(4)闪电电磁场的平均振幅谱，其峰值出现于 5 kHz 左右，频率较此高的频段，谱振幅大致和频率成反比，如图 11.3。根据闪电各阶段的电流波形和通道结构，可以计算出瞬变电磁场在各阶段的特点。甚低频和低频成分主要由回击和 K 过程产生；低频以上各成分由先导过程所产生；但高频以上的成分如何产生，其细节尚不清楚；极低频成分则主要由连续电流过程所产生。

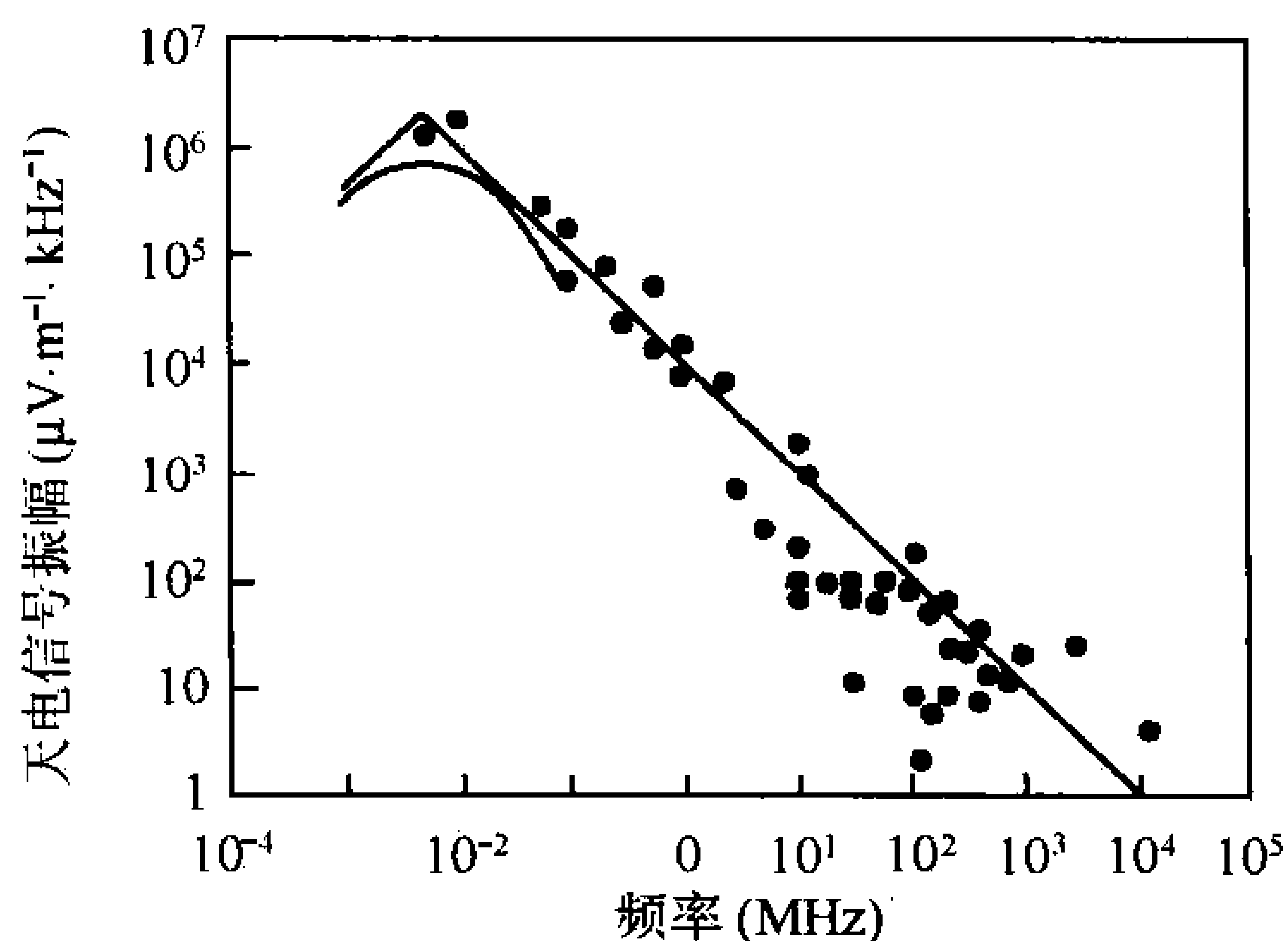


图 11.3　闪电电磁场的平均振幅谱

11.1.3 闪电电磁辐射在大气中的传播特性

来源相同的闪电信号其不同频段随距离传播时，强度、波形和频谱的变化各异。对低频以下频段来说，地面和电离层起着波导作用，所以闪电信号在长距离传播中保留着甚低频和极低频两种分量，两者之间还产生时差；远距离闪电信号中的高频成分，主要通过电离层对电波的一次或多次反射进行传播；闪电中甚高频以上的成分，主要为视线传播，只有近距离闪电才含有甚高频以上的频谱成分。因此可以利用不同频段电磁辐射的传播特性对其进行探测。

闪电在距离 R 处产生的电场包含静电场、感应场和辐射场三种成分。静电场分量正比于放电电矩，与 R^3 成反比；电磁感应分量取决于放电电流，与 R^2 成反比；电磁辐射场分量取决于放电时电荷运动的加速度，与 R 成反比。因此，对近处放电，静电场作用大；对很远的放电，辐射场作用大。

如图 11.4 所示，一次闪击的电场变化，最初是与先导放电有关的、持续约 0.1 s的缓变部分（L 变化），随后是与回击有关、持续时间小于 1 ms 的快速梯级变化（R 变化），最后是持续时间约 0.1 s 的缓变（S 变化）。多次闪击的电场变化，都再次从 L 变化开始，以 S 变化结束，其间是对应于地闪的 R 变化和两次 R 变化之间的缓慢变化（J 变化），后者是两次闪击间歇不发光的放电过程形成的。

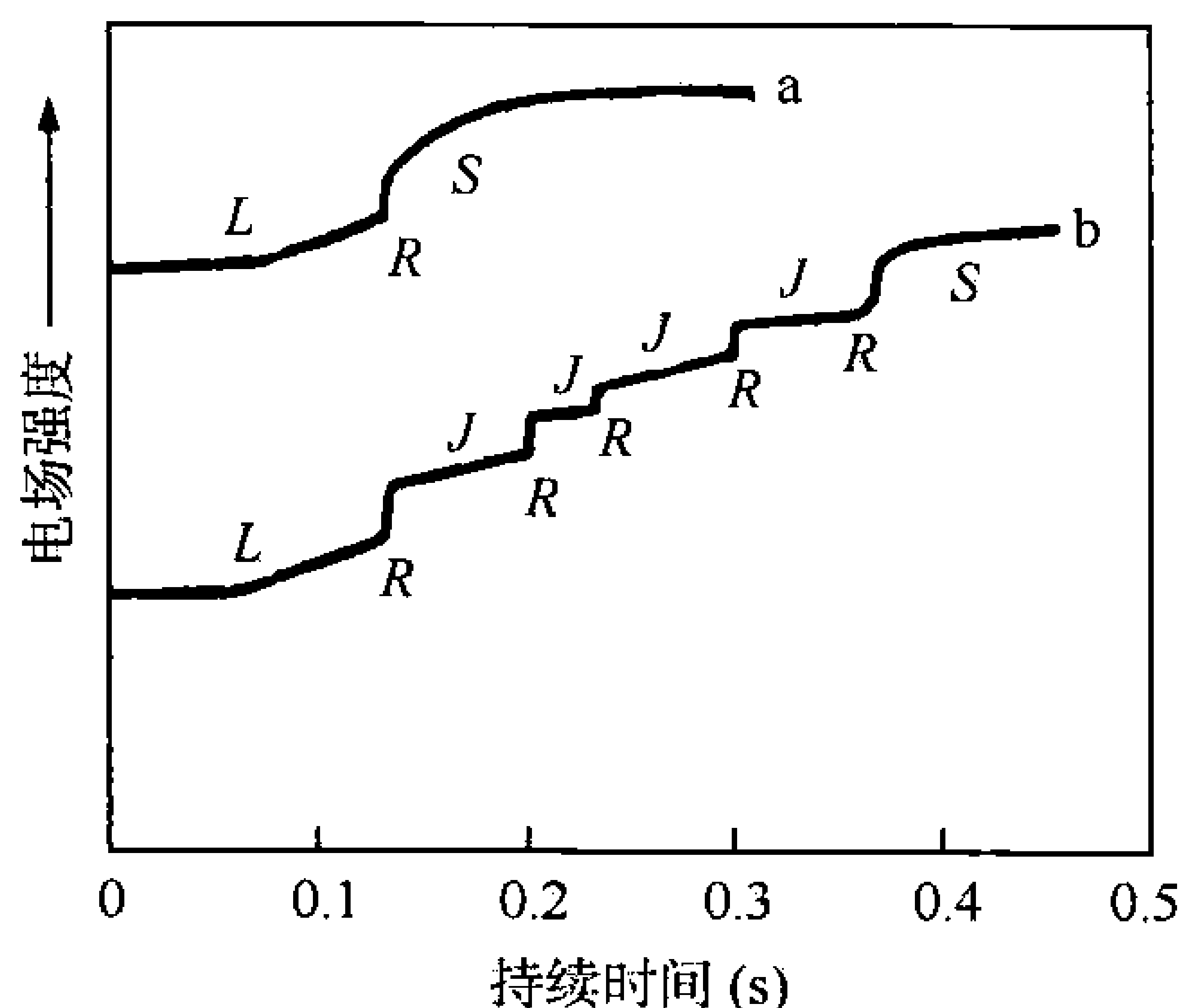


图 11.4 闪电电场的变化

曲线 a 为一次闪击过程，曲线 b 为多次闪击过程

闪电产生的磁场 $H(t)$可表示为感应场分量 $H_i(t)$和辐射场分量 $H_r(t)$两项之和

$$H(t) = H_i(t) + H_r(t) \tag{11.1.1}$$

式中 $H_i(t) \sim 1/R^2, H_r(t) \sim 1/R$。

闪电发生时近距离处主要是静电场的分量，当 R 增大时，静电场分量迅速减小，因此静电场仪测量范围仅在 20 km 左右。远处主要是辐射场分量，雷电定位仪探测的即为雷电的辐射场分量。由于磁场没有静磁场分量，而电场有静电场分量，用电场分量作为测量信号时在近距离会由于静电场的叠加影响探测的准确度，而用磁场分量作主测量信号则可以减少干扰。

11.2　闪电定位

闪电发生位置是闪电的重要参数。利用闪电发生时产生的巨大的电磁脉冲辐射，可以进行闪电位置的测量。闪电定位原理主要基于定向法和时差法两种，也有把定向法和时差法综合起来应用的闪电定位系统。

11.2.1　定向法

定向法是利用南北向和东西向的两个正交环形天线根据观测到的闪电水平磁场分量来确定闪电方向的，其中 180 度的模糊问题可通过水平平板天线测量出的垂直电场分量而解决。图 11.5 是一个典型的定向仪天线内部结构示意图。在天线下部有一铝制安装托盘，托盘和电场天线板之间有四根立柱支撑，磁场天线就绕在立柱外部和上下板之间。磁场天线分为东西向磁场天线（EW）、南北向磁场天线（NS）二组。接收的电场信号用于闪电的极性判别，磁场信号用于确定闪电方向和强度。

正交磁场天线接收的磁场信号经电路处理后可得到磁场的东西分量 B_{EW} 和南北分量 B_{NS}，则闪击的来波方向为

$$\theta = \tan^{-1}\frac{B_{NS}}{B_{EW}} \qquad (11.2.1)$$

信号强度为

$$H = K\sqrt{B_{EW}^2 + B_{NS}^2} \qquad (11.2.2)$$

式中 K 为仪器常数，可通过标定得到。

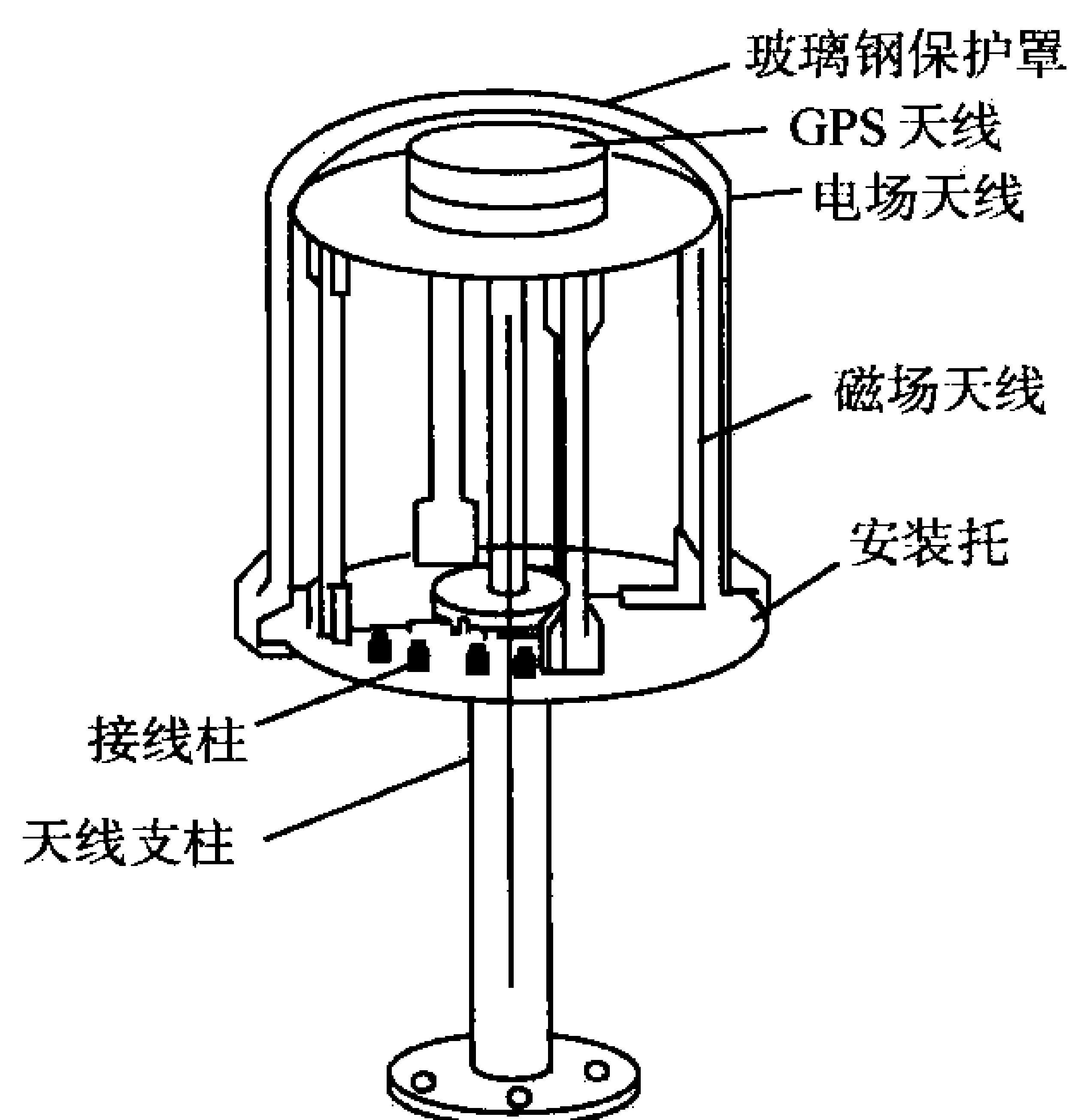


图 11.5　定向天线内部结构示意图

采用单个定向天线时，只能得到闪电的方位，而不能得到闪电的具体位置。这时必须采用其他方法来确定闪电的位置。有两种方法：一种是通过某种方法确定闪电与测

站的距离，大致有如下三种方案：

(1)由于不同频率电磁波在大气中的衰减不同，测量几个不同频率(一般在甚低频段)的闪电信号的振幅，由它们之间的比值来定距；

(2)由于闪电波形中的甚低频(3～30 kHz)和极低频(0.3～3 kHz)两种成分在大气中的传播速度不同，极低频成分的传播速度低于甚低频成分，离闪电源越远，两种成分到达的时差越大，测量这个时差就可以定距；

(3)利用闪电辐射中某频率成分(极低频段)的电场和磁场分量在传播过程中受电离层和地磁场的不同影响，例如随着距离增加，二者的相位差逐步增大，测量这种相位差即可定距。

从原理上看，这几种方案都是利用电磁波传播中不同频率成分所受影响不同来测定距离的。由于传播中所涉及的因子比较复杂，验证也比较困难，目前还没有完全成功。

另一种方法是采用多站进行定位。根据两个测站对同一个闪电方位的确定来确定闪电位置，其原理如图 11.6 所示。分开放置一定距离的两个定向天线，分别测得闪电的方位，其闪电方向线的交点就是闪击地点。

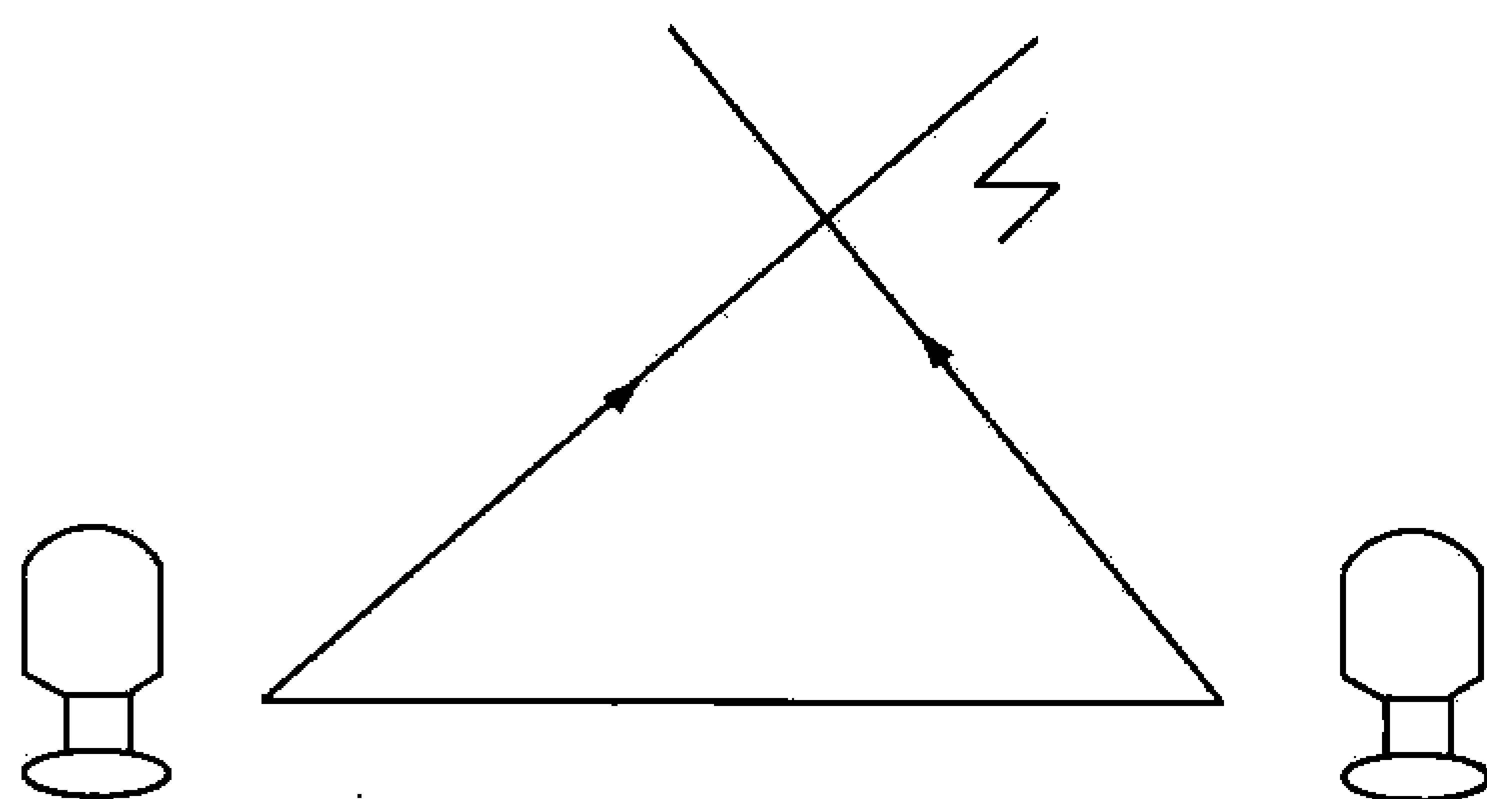


图 11.6 双站定向法原理图

11.2.2 时差法

时差法是利用闪电产生的电磁波到达不同测站的时间差来进行定位的，这是目前闪电定位的主要方法，它的探测准确度要比定向法高得多。如图 11.7 所示，假定有三个测站 A、B、C，当同一个闪电发生时，每个测站准确地记录了闪电电磁波到达本站的时间，由于电磁波传播速度相同，闪电到达两个探测站的时间差即为闪电与两探测站

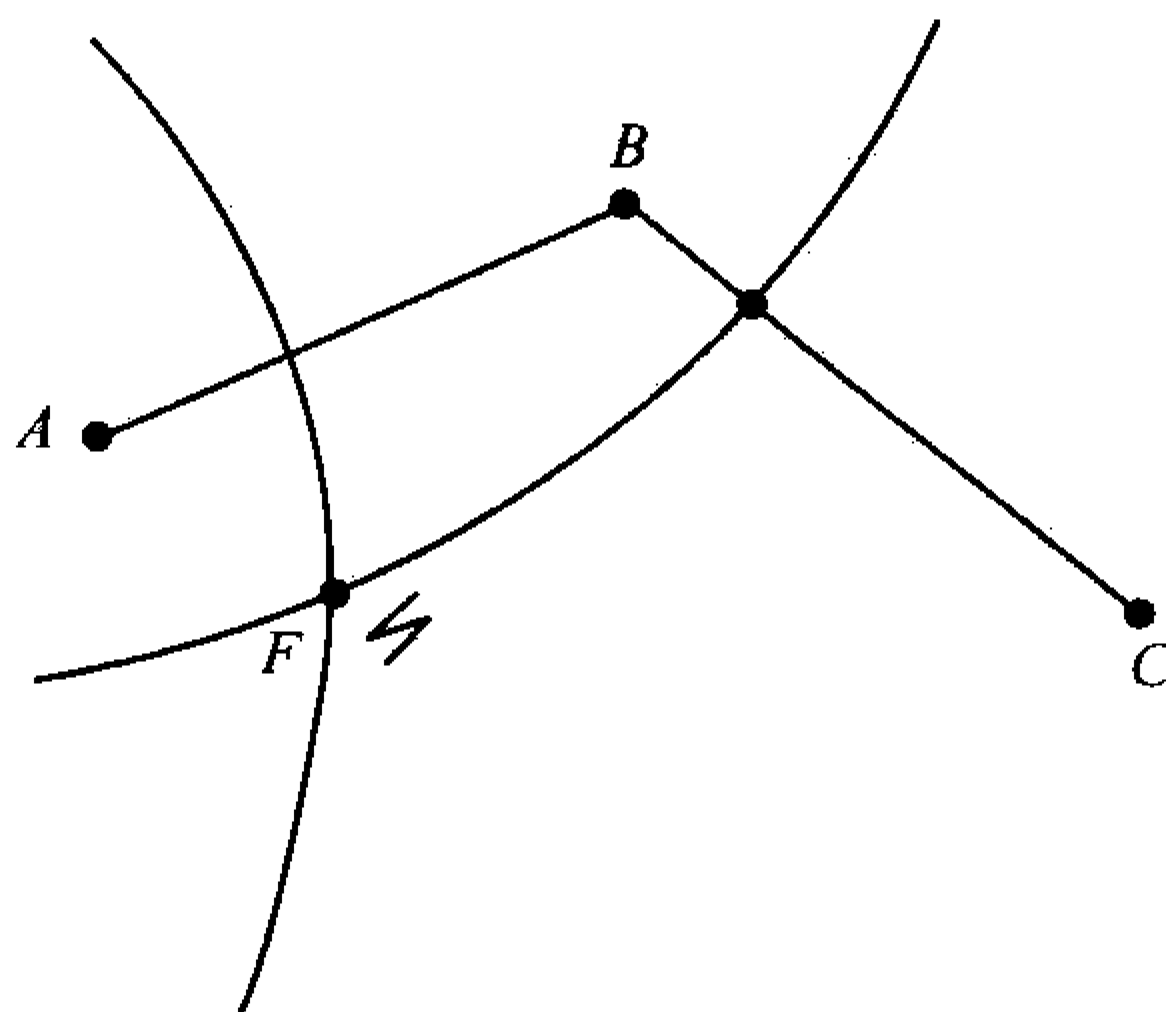


图 11.7 时差法原理图

的距离差。由于至两定点距离之差为常数的动点轨迹是双曲线，则对 A、B 两个测站来说，闪电发生地点是以此探测站为焦点的一条双曲线，B、C 两个测站也可以确定一条双曲线，这两条双曲线的交点就是闪击点 F。三站以上定位时，由于多种因素的作用，多站确定的多条球面双曲线不可能相交于同一点，因此需采用最小二乘法进行优化计算，求出闪击点最有可能发生的地点。

时差法闪电定位系统一般由四至十多个单站定位仪、通信网和中心数据处理设备组成，如图 11.8 所示。单站定位仪布成基线为几十到几百千米的网阵，探测站网阵的布置对雷电定位的准确度有影响。

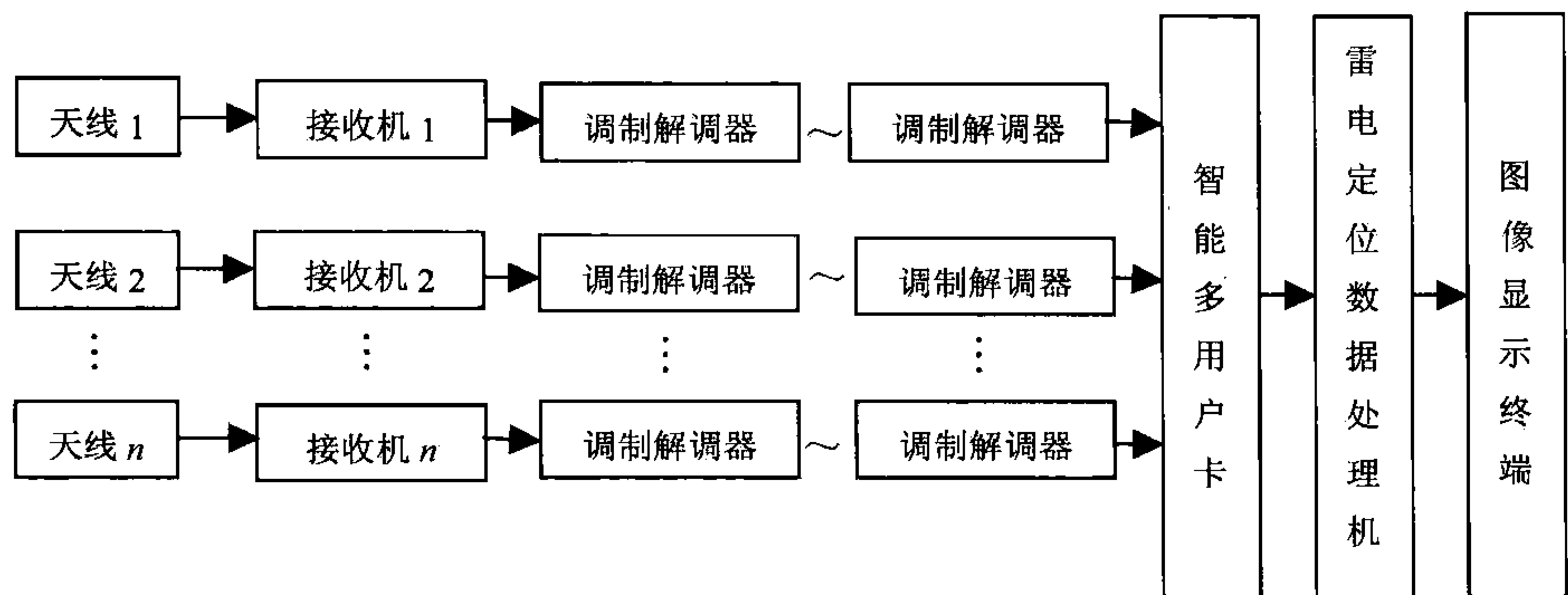


图 11.8　时差法多站雷电定位系统组成

一旦各观测站天线接收到雷击电磁脉冲，接收机就会实时地向中心站提供时差加方向综合定位所需的雷电原始数据，中心站定位处理机对各探测站的雷电数据进行计算，得到雷电每一个回击发生的时间、位置、极性、方位角、场强、回击次数、雷电流等参数，探测回击的时间分辨率达 1 ms。

数据处理机主要由多路智能接口和 PC 机组成，配以专用的通信、定位和控制软件。智能接口对传输到的各路雷击信息先进行缓存，再由数据处理机进行排队、分类、定位计算、误差校正、归档等工作，并实时地向显示终端送出每一雷击参数的处理结果。数据处理机还可以随时监视接收机的工作状态，进行数据查询，打印控制和参数设置等工作，并实施必要的指令控制。

11.2.3　定位误差

11.2.3.1　定向法误差

在天电方位的确定中会发生若干误差，由于使用甚低频率，仪器的精确校准不是一件简单事情。误差可归纳为以下几类：

(1)仪器误差

天线的定向必然存在误差。细心安装和调整设备,可尽量减小仪器误差,以使误差的标准差小于 1°。

(2)极化引起的误差

这些误差是由于从电离层反射回来的能量造成的。在距离为 300～500 km 时,极化引起的误差最大。而对于更大的距离或 100 km 以内的距离,此误差会变小。当观测网中几个站观测单独一个闪电时,误差之间会存在相关性,但一般是随机的。通过舍去个别方位或一组方位,可得到比较真实的平均位置。

(3)当地原因引起的误差

当地误差主要是由于邻近地下埋有导体(如铁管或电缆的金属屏蔽),这些导体是直接电接地的。通过排除此种原因,或者使天线不与地面直接接触,至少离开地面几米,就可以避免误差。

应将天线尽可能地安装在平顶建筑物上面或比较空旷的地区,在天线四周 30 m以内的水平线以上无遮挡物,在 30 m 以外的 15°仰角以上无较大遮挡物。天线应尽量远离工频设备(如变电站、马达等)和产生甚低频段(1～500 kHz)干扰的设备(如电火花等)。天线支柱及接收机处应有接地点,接地电阻要求小于 5 Ω。如定位仪放在楼顶上,可用地网方式。布站前要对设站位置进行电磁环境本底信号测量,连续性的干扰场强应低于 100 mV/m,如不可能,应尽量选择电磁干扰信号最小的地点设站。

(4)地形的误差

地形的误差是指测站周围的丘陵地形引起的一类误差。应该通过选择站址以尽量减小此种误差,然后再加以订正值。

一个定向观测站在投入使用时必须确定此种误差的订正值,并依据不断积累的经验随时修订。通过对偶尔获得的无线电发射机的观察,可以了解到某些特别方向上的误差情况。通过把观测的方位与站网中其他站提供的位置做比较,可以找出这种误差。订正值随到达方向有很大变化,一个新站可能要花费 6 个月或更多时间才会在其周围出现足够多的雷暴以得到订正值,这样新站才会变得完全有效。要对所有站持续不断地考察方位和位置的关系,从而对附近其他活动引起的误差变动进行修正。利用那些地理位置上孤立的、从天气报告网和卫星图片上观察得到的天电位置进行日常性的比较,可进行较好地修正。但要能比较好地确信两个系统报告的是同一天电,需要收集足够的数据。

11.2.3.2　时差法误差

利用时差法进行闪电定位,其误差来源主要有两种:一种是闪电定位仪的测量误差,测量误差来源于所测闪电波到达不同站点的时间差 Δt 的精确度,所测得的

Δt 精度越高,定位误差越小。时间差 Δt 以定位仪 GPS 测时的精度为基础,目前采用的 GPS 测时的精度可达到 0.1 μs;电磁波传播理论的研究表明,长波在地表传播时,受地形影响,会发生波形畸变,引起测时误差,根据统计结果,每 100 km 引起的测时误差约为 1 μs,一般情况下,探测站的有效探测距离在 300 km 以内,最大测时误差不超过 3 μs,具体值和当地环境有关。可见,GPS 所记录闪电波到达时间与闪电波沿直线传播到达时间之间还存在一个时间差 $\Delta t'$,因此所测得的 Δt 的误差为 GPS 测时误差与 $\Delta t'$之和。

彩图 11.9 是理论模拟计算的某雷电探测网络的定位误差分布,可见在探测站中间的区域,闪电定位的精度高,而距离探测站远的,闪电定位的精度低。进一步研究还表明,在相同距离的情况下,定位精度高低又与探测站的站点布设位置有关,合理地布设站点位置可以提高闪电定位的精度。彩图 11. 10 是分别采用三角形、矩形、菱形和矩形及其中心四种典型形状布站的定位的误差分布。

11.3　大气电场的测量

大气电场是由于大气和地面各自带有不同符号的电荷而形成的电场,是存在于大气中而与带电物质产生电力相互作用的物理场。晴天无云天气的大气电场,称为晴天电场。在晴天的平坦地表上空,大气电场十分稳定,方向由大气指向地球。大气电场强度一般由地面向上随高度递减,地表附近的电场最大,平均约 120 V/m。在 10 km 高度上,电场强度大约是地面的 3% 。出现云、雾、降水等天气现象时,大气电场会发生变化,这时的电场我们称为扰动天气电场。

测量近地面大气静电场主要采用的是旋转式静电场仪。为了减少场地误差,通常需将电场仪安置在地势稍高的开阔平坦地面上,确保电场仪可靠接地。旋转式静电场仪,主要由探头和数据处理仪两部分组成,两者用电览连接。

探头安置在室外,数据处理仪安置在室内,其间用电缆连接,探头一般由数据处理仪供电。探头主要由动片、定片、马达、前置放大器、马达稳速电路和信号处理电路等部分组成,如图 11.11。

旋转式电场仪是利用导体在电场中产生感应电荷的原理来测量电场的。当电场被屏蔽时,感应电荷也随之消失。旋转式电场仪的定片用于感应电荷,动片接地,被分隔成几扇的扇形金属片,通常为 4 扇,如图 11.12 所示。

当动片旋转时,定片交替地暴露在外电场 E 中或被接地屏蔽片所遮挡,遮挡时感应电荷为零。如此循环,便产生交变输出信号,定片上的感应电荷 $Q(t)$的大小与外界电场强度 E 成正比

$$Q(t) = -\varepsilon E A(t) \tag{11.3.1}$$

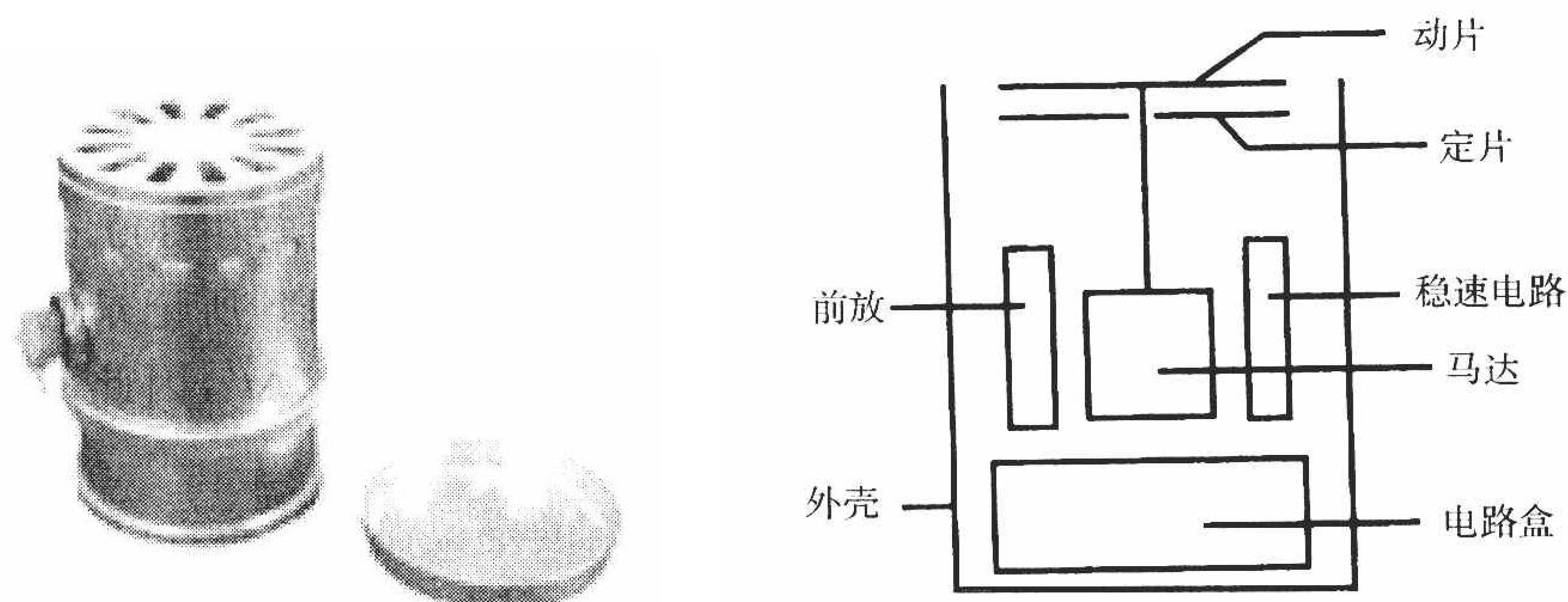


图 11.11　探头外观内部结构示意图

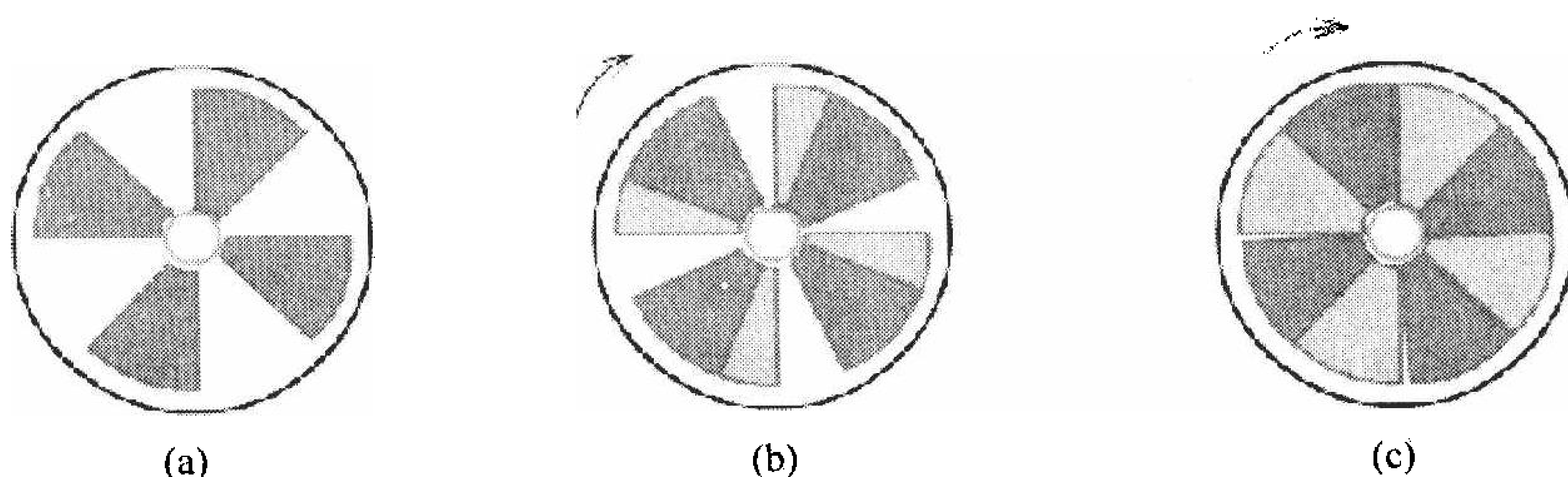


图 11.12　动片和定片的位置关系
深灰色代表动片(接地屏蔽片)浅灰色代表定片(感应片)

式中 ε 为自由空间介电常数,近似真空下的 ε_0,$\varepsilon_0=8.85\times10^{-12}\,\mathrm{F/m}$;$A(t)$为定片的表面积,由于动片的旋转,$A(t)$随时间而变化。设动片运动正好从动片和定片重叠这一瞬间($t=0$)开始,即屏蔽片完全遮挡住感应片(图 11.12a);而在 $0<t<T=\tau/8$时间内,动片朝定片的空格处运动(图 11.12b),使定片的整个表面积 $\pi(r_2^2-r_1^2)/2$逐渐暴露出来(图 11.12c),在此期间定片面积 $A(t)$的增长率为

$$\frac{\mathrm{d}A(t)}{\mathrm{d}t}=\frac{\pi(r_2^2-r_1^2)}{2\left(\frac{\tau}{8}\right)}=4\pi f_0(r_2^2-r_1^2),\quad 0<t<T \tag{11.3.2a}$$

式中 r_1,r_2 分别为定片、动片的内外半径,f_0 和 $\tau=1/f_0$ 分别为电机的旋转频率和旋转周期,T 为动片遮挡或暴露出一个扇形定片所需的时间。

当 $t=T$ 时,定片暴露出最大面积后,动片又向遮挡定片的方向运动,与上述过程相反,在 $T\sim2T$ 期间内,定片面积 $A(t)$ 的减少速率为

$$\frac{\mathrm{d}A(t)}{\mathrm{d}t}=-4\pi f_0(r_2^2-r_1^2),\quad T<t<2T \tag{11.3.2b}$$

电荷 $Q(t)$随时间的变化量即为感应电流 $I(t)$，此电流信号经前置放大、I/V 转换及滤波、移相等处理，转换成为能反映电场强度和极性的信号。当动片的旋转速度一定时，探测器输出的电流或电压正比于电场强度 E。

探头输出的模拟数据通过电缆输入到数据处理仪，经 CPU 控制和 A/D 变化，每 6 s 采样一次，显示出电场的强度和极性，以及电场强度随时间的变化曲线。通过设置警阈值，还可以自动进行雷暴报警。通常电场强度报警阈值设置为 3 kV/m。

由于雷雨云在大约 50 km 的距离内对大气电场产生影响，旋转式电场仪还可作为近距雷暴报警器，应用于导弹和卫星发射场。

习　题

(1)试述大气电场的一般性质。

(2)雷电会引起大气电场发生怎样的变化？

(3)雷电定位仪为什么用磁场分量作主测量信号？

(4)雷电定位仪如何进行雷电波形的鉴别？

(5)为什么雷电定位仪设有 GPS 接收机？

(6)为什么雷电定位仪的电路频带设计在 1.5～350 kHz？

(7)雷电定位仪阈值电平对定位仪正常工作有什么影响，应如何设置？

(8)说明单站雷电探测系统与多站雷电探测系统的联系与区别。

(9)说明大气电场仪的工作原理和标定方法。

第 12 章　自动气象站

前面几章分别介绍了气温、气压、湿度、风等单一气象要素的测量仪器，一些仪器还需要人工读数，影响到数据采集的时间密度，也带来了人为误差。此外，考虑到经济的原因，人工观测的仪器也不能安装在人们不能生活的地方，如高山、海岛和沙漠等地区。因此，采用人工观测的仪器已不能完全适应现代发展的需要。目前，已发展了多种自动采集与处理地面气象要素的仪器系统，利用这些系统可以提高地面气象观测资料的时空密度和可靠性，提高观测站网的均一程度，满足新的观测需要和要求，减少由人工观测引起的误差等。

在 WMO《气象仪器与观测方法指南》中，将能自动地观测、发送或记录观测数据的仪器系统，称为自动气象站 AWS(Automatic Weather Station)。自动气象站有时也称为自动地面观测系统(ASOS)。本章主要介绍自动气象站的分类、结构和使用时注意的问题等。

12.1　自动气象站的分类

自动气象站可按多种方法进行分类。按照提供资料的方式，分为实时自动气象站和非实时自动气象站。实时自动气象站用于在规定的时间实时地向用户提供气象观测资料，如用于道路、机场等危险天气状况的监测，以及为天气分析和预报提供气象资料。非实时自动气象站用于积累观测点的气象资料，主要用于气候分析，观测的资料存储在存储设备中。

按照与用户终端之间的联系方式，自动气象站分为有线遥测自动气象站和无线遥测自动气象站。数据采集器与用户终端之间采用有线电缆的方式进行数据传输的称为有线遥测自动气象站，数据采集器与用户终端之间采用无线通信的方式进行数据传输的称为无线遥测自动气象站。有线遥测自动气象站常用于固定气象台站，并有人工维护，用于实时提供气象观测资料；而无线遥测自动气象站常用于海岛、沙漠、高山等人员难以到达的地区，既可以用来提供实时气象观测资料，也可以用来积累气象观测资料。有线遥测自动气象站常用作气象台站人工观测的辅助工具，对于一些尚不能进行自动观测或自动观测费用较高的项目，可以通过人工观测的方法将观测结果输入到其数据处理终端中，与自动观测的项目一并进行数据处理。

世界各国根据国情和技术水平发展了多种自动气象站，大部分的自动气象站可完成气温、湿度、气压、风向、风速和降水的自动测量，有一部分自动气象站还可完成能见度、云底高、天气现象、地表温度、辐射和日照等的自动测量。表 12.1、表 12.2 分别列出了美国自动地面观测系统(ASOS)和中国气象局Ⅱ型地面有线综合遥测气象仪的有关主要技术参数。

表 12.1　美国自动地面观测系统(ASOS)

要素	温度	露点	气压	风向	风速	降水量
准确度	RMSE 0.9～1.8 ℉	RMSE 1.1～7.9 ℉	±0.02 inHg	±5°(5 kn 以上)	±2 kn 或 5%(取大值)	±0.2 in 或 4%(取大值)
传感器类型	铂电阻(RTD)	冷凝镜露点仪	空盒	风向标	风杯	加热式翻斗
传感器采样间隔	10 s	10 s	10 s	1 s	1 s	1 s
传感器数据输出间隔	1 min	1 min	1 min	5 s	5 s	1 min
报告值平均时间	5 min	5 min	1 min	2 min	2 min	15 min 1 h

表 12.2　中国气象局地面有线综合遥测气象仪(Ⅱ型)

要素	温度	相对湿度	气压	风向	风速	液态降水量
准确度	±0.2℃	80%以下±4% 80%或其以上±8%	±0.4 hPa	±5°	±(0.5+0.03 V) m/s	10 mm 或其以下±0.4 mm 10 mm 以上±4%
传感器类型	铂电阻	湿敏电容	振筒	风向标	风杯	翻斗
传感器时间常数	20 s	40 s	20 s	1 s	1 s	
传感器采样间隔	10 s	10 s	10 s	1 s	1 s	
报告值平均时间	1 min	1 min	1 min	3 s 2 min 10 min	3 s 2 min 10 min	

12.2　自动气象站硬件结构与设计

自动气象站通常由硬件和软件两部分组成。硬件包括气象传感器、数据采集处理器、用户数据终端和外部设备等。气象传感器通常环绕着气象支柱的四周安装，通过屏蔽电缆、光纤或无线电方式，连接到数据采集处理器；数据采集处理器用于从传感器采集数据，转换成计算机可处理的数据，并利用微处理器的处理系统，

根据特定的算法，对数据进行适当的处理，临时存储处理后，把气象信息传送到用户，有时也可将采集与处理功能分开成独立的两部分；用户数据终端通常为个人计算机，用于显示和存储气象数据。外部设备包括为自动气象站各个部分供电的电源、用于监测自动气象站关键部分状况的内置式测试设备以及打印设备等。它们之间的连接通常如图 12.1 所示。

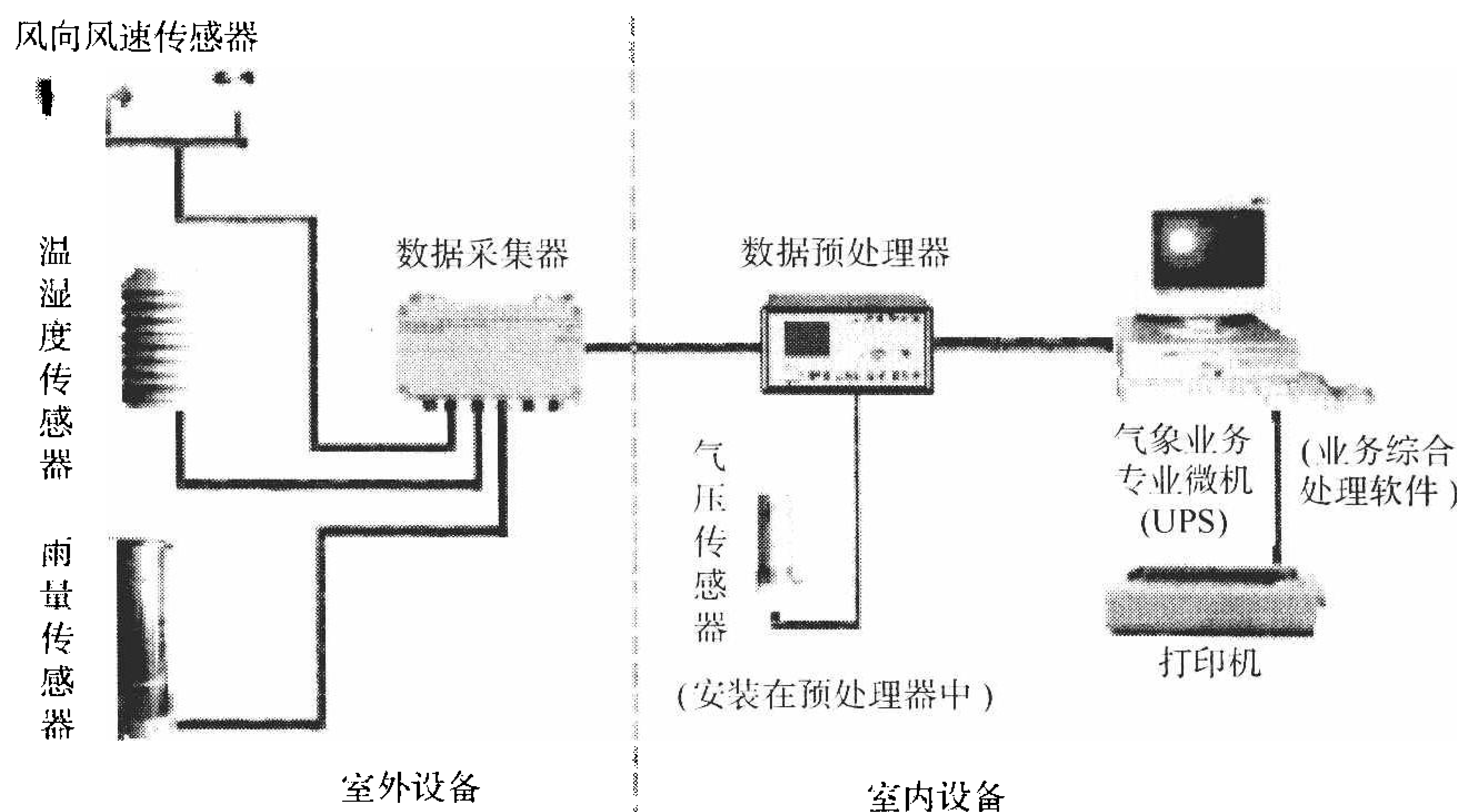


图 12.1 自动气象站组成示意图

自动气象站中的软件也是非常重要的，是实现自动气象站自动化、智能化的关键。软件通常包括系统软件和气象业务软件两类。系统软件完成系统的初始化、对传感器输出进行采样、把传感器输出信号转换成气象数据并进行线性化和平均处理等功能。系统软件通常固化在数据采集处理器中。气象业务软件运行于用户数据终端上，能对气象数据进行显示、存储，必要时还能接收人工观测数据的输入，并对采集和输入的数据进行质量控制、订正，对数据进行格式化处理，形成符合气象要求格式的报文和存储文件，同时也可进一步与站网中心进行通信。

12.2.1 气象传感器

自动气象站传感器的要求与常规使用的传感器差别不大。它们必须是坚固的，在对所测变量的采样过程中没有实质性的偏差和不确定度，总的来说，所有能采用电信号输出的传感器都适用于自动气象站。根据输出信号的特点，传感器分为模拟、数字和智能传感器三种。

(a)模拟传感器：最通常的传感器输出是电压、电流、电荷、电阻或电容，通过信号转换，把这些基本信号转换成电压信号。如膜盒气压传感器、铂电阻温度传感器

等。

(b)数字传感器:带有并行数字信号输出的传感器,输出由二进制位或二进制位组组成的信息,以及那些输出脉冲和频率信号的传感器。如光电式风向标、翻斗式雨量传感器等。

(c)智能传感器:一种带有微处理器的传感器,具有基本的数据采集和处理功能,可以输出并行或串行信号。如激光云高仪、能见度仪等。

12.2.1.1　气压传感器

膜盒、振动筒或石英晶体制成的气压传感器已用于自动气象站中,它们可以输出模拟或数字电子信号。气压传感器用于自动气象站时,须考虑的主要问题是温度、长期漂移、振动和安置对气压测量的不利影响。温度的影响相当严重,而且这种影响总不能完全被内置的温度补偿电路所补偿。气压传感器的准确度存在着内在的长期时间漂移,一般每六个月不宜超过 0.2 hPa 或 0.3 hPa,因此,气压传感器需要进行定期标定。振动和机械冲撞对气压传感器的输出影响很大,海上使用的自动气象站特别要注意这一问题。由于气压传感器具有易受外界安置环境影响的弱点,所以通常应把气压传感器安置在中央处理器箱中一密封且热稳定的容器中,并通过一个装有静态气压头的管子使传感器与容器外部大气相连通。当对气压测量要求较高时,如在机场上使用时,须有两个或两个以上的气压传感器配合使用。

12.2.1.2　温度传感器

自动气象站最普遍使用的温度传感器是纯金属电阻温度表或热敏电阻温度表。铂电阻温度表 Pt100 具有较好的长期稳定性,是自动气象站首选的传感器。电阻温度表通常具有很短的时间常数,当快速的电子线路对它们进行采样时,其局地气温输出会显示出高频率、低振幅的脉动。为避免这一问题,可以使用时间常数较长的传感器;也可以用一合适的电子线路对电子温度表进行人工缓冲,以增大输出信号的时间常数;或者对温度表的采样输出值在中央处理器中进行数字平均。电阻温度表的线性化可以通过信号修正模块中的适当电路来实现,也可以通过软件方法实现。特别要注意对热敏电阻的特征函数进行线性化。正确安置传感器,防止辐射的影响,也是气温测量需要注意的事项。虽然在自动气象站中已广泛使用适应温度传感器尺寸的防辐射罩,替代了普通的自然通风斯蒂芬森型百叶箱,但如果要得到准确的测量结果,则需要对防辐射罩进行人工通风,通风速度大约为 3 m/s。

12.2.1.3　湿度传感器

自动气象站普遍采用的是费用相对较低的电阻和电容传感器直接测量相对湿度,但是,它们在有污染的地方使用时性能将会降低,且需用专门的过滤网进行保

护。仪器的相互比对结果显示，在低于 0℃ 的环境中或处于饱和环境中进行测量时误差较大，需在传感器中增加温度补偿电路进行修正。

露点湿度仪，如饱和氯化锂传感器和冷镜传感器，虽可用于自动气象站，但由于氯化锂传感器对电源故障的敏感性，断电以后，它们要求现场干预，从而不宜用于无人值守的自动气象站。光学露点仪虽然被认为是最有希望的湿度自动测量技术，但自动镜面清洁方法影响了它的应用。

湿度传感器由时间常数较短引起的问题比温度传感器更为关键。对于湿度测量，任何型号的传感器必须安置在防辐射罩内。湿度传感器防辐射罩应在结构上优先考虑通风，传感器的通风和清洁问题是引起湿度测量较大误差的主要原因。

12.2.1.4 风传感器

自动气象站广泛使用常规的风杯或螺旋桨风速表，除了恶劣天气条件下存在着结（积）冰问题外，不存在着特别的技术问题。在中等的结（积）冰条件下，这一问题可以通过加热传感器的方式解决，但会大大增加电能消耗。风杯和螺旋桨风速表的响应距离应小于 5m；而对于数字式测风系统，采样频率必须与所使用的滤波频率相一致。在计数设备中，每个计数间隔内的脉冲数为一个样本。

常规的风向标也广泛用于自动气象站，采用电位计或格雷码盘可方便地将风向角度进行数字化编码。风向标的无阻尼固定波长应小于 10 m，阻尼比在 0.3～0.7。对于带有数字编码器的风向标，其分辨率至少是 7 位。

由于可快速采集样本，因而可方便得到风速和风向的标准偏差，其分辨率可达到 0.1 m/s 和 10°。带有一个串行数字输出和一个或多个数字显示的测风系统，可形象化地显示风的峰值、风的 2 min 和 10 min 平均值以及极值等信息，具有智能传感器特征。

12.2.1.5 降水传感器

自动气象站中最常用的雨量测量设备是翻斗式雨量器。在使用过程中，这类雨量器会很快被诸如树叶、沙子和鸟粪之类的杂物迅速堵塞。因此，在无人照看的地方布设自动气象站时，这类传感器应慎用。当测量 0℃ 以下的降雨或降雪时，需要对雨量器的不同部分进行加热，这时需要考虑供电问题。使用加热型雨量器时，还要考虑因蒸发损失引起的误差。在雨量器的周围安置适当的防风罩（例如尼夫防护罩），可以提高测量准确度。

12.2.1.6 日照传感器

由于世界气象组织采用直接辐照度 120 $W \cdot m^{-2}$ 作为光亮日照的阈值，因而给日照的自动测量带来了方便，目前已有许多带电子输出的日照计。日照传感器的入射窗孔容易发生污染而使得测量发生误差，因而还不能在长时间无人照管的

环境中使用日照传感器。

12.2.1.7 辐射传感器

由于常规气象站所用的大部分辐射传感器通常是模拟设备，信号输出是非常小的、连续的可变电压，很容易受信号电缆上的电磁干扰的破坏，因而将其作为自动气象站的传感器时，需进行处理。此外，在辐射绝对测量中，入射窗孔的污染问题甚至比日照测量严重得多，灰尘聚积在天空辐射表不干净的球形罩上面，会使辐射表的准确度降低2%（出现雾和露的日子除外）。正因为如此，无法在几天或更长时间无人照管的场地上能有效地使用辐射仪器。现在能够达到的准确度等级为5%。

12.2.1.8 云高传感器

自动气象站的云高测量大多数采用（激光）云幂仪，但还不能实现在各种自然条件下，特别是在雨雪天气条件下，准确地自动测量云底高度。由于激光云幂仪只能对探测器上方很小一块面积的天空云进行采样，因而在向远处用户提供云高数据时，可能提供的是一种危险的不准确的天空状况，使用这种资料时应慎重。通过采用某种算法，可以估计30 min时段内的云量。由于所有的云高传感器一般都需要大量的电能，因而没有方便的市电供应，一般不可能使用此类传感器。

12.2.1.9 能见度传感器

透射仪、散射仪均可用于自动气象站的能见度测量。不同用途的气象站可采用不同精度的仪器。高精度的透射仪大多在机场使用，而低精度和低费用的后向、前向和积分能见度仪可用于其他类型的自动气象站。与云高传感器类似，能见度仪也需要消耗较大的电能，因而不可能使用在没有市电供应的地方。

12.2.2 数据采集处理器

数据采集处理器是自动气象站的核心。一般来说，其主要功能是数据采集、数据处理、数据存储及数据传输。

数据采集处理器应尽可能地安装在靠近传感器的不受天气影响的防护箱内，或安置在当地的室内。如果这种设备是安装在传感器附近，则可以减少需传送的数据量，使数据能够以适当的形式直接与标准通信通道相连。在这种情况下，数据采集处理器易受电源故障和室外工作环境的影响。如果数据采集处理器安装在室内，一般可与市电连接，并在正常的办公室环境中工作。这种安置方式的结果是增加了信号电缆数目、长度和相应的信号调节器。

根据使用要求，数据采集处理器的不同功能也可以由不同的单元完成，各个单元有各自的微处理器和相关软件，安装在同一站的不同地方，通过成熟的数据传输

连接和规程相互通信。这些单元既可以只包括一个传感器(例如，像激光云高幂仪这样的智能传感器)，也可以包括数个相似的传感器(如温度表)，还可以使用数个不同的传感器。

12.2.2.1 数据采集

一般来说，数据采集硬件包括：

(a)信号加工硬件。用于防止外部有害干扰源影响传感器原始信号，调整信号以适合于进一步的处理。

(b)数据采集电子部件。配有数字和模拟输入通道和端口、扫描和数据转换设备，以便将信号输送于中央处理系统的内存中。

12.2.2.1.1 信号加工方法

信号加工是数据采集过程中的一个关键功能，一般将数个信号加工功能都集成在一个可以插拔的模块上，并安装在传感器电缆的端接板上。不同类型的传感器使用不同的信号加工技术。信号加工从以下几个方面入手。

传感器电缆：从传感器进入数据采集系统的电信号中包含无用的噪声，其对自动气象站是否产生影响，取决于信噪比和特定的使用情况。由于数字信号具有离散性和高电平，因而受噪声影响的程度相对较小。相反，模拟信号容易受相对低的电平干扰的影响。噪声产生方式主要有两种：电容耦合和电感耦合。减少电容耦合误差的一种方法是使用屏蔽电缆，就是在信号电缆和外界干扰源之间设置导电物质(地电位)。使用一对相互缠绕的电线也是减少电磁耦合的一种有效办法。

电涌保护：自动气象站可能导入意外的高电压，为了避免损坏设备，必须采取保护措施。电磁场、静电，尤其是闪电都能感应出高电压。

双向发射机：为了维持最大的信噪比，比较理想的方法是将靠近传感器的低电平信号进行前置放大，以保持最大的信噪比。对此类信号进行加工的一种方式是采用双向发射机。这些发射机不仅对输入信号进行放大，而且对信号进行隔离，并把信号转换成高强度的电流(一般是 4～20 mA)，电流信号传输的最大距离为 1500 m 左右。

数字隔离器：为了获取数字输入信号，同时中断信号源与测量设备之间由电流所产生的联系，采取数字隔离器技术。通过隔离输入信号，并将其变换为标准电平，从而为数据采集设备读取提供方便。

模拟隔离：模拟隔离模块用于保护仪器设备，不受高压接触，接地线断开及分离大公共信号。目前，主要采用电容式耦合或“浮动耦合”模拟隔离器、光学耦合模拟隔离器和变压器耦合模拟隔离器，其中变压器耦合器具有高隔离、高准确度特性。

低通滤波器：低通滤波器的作用是把所需的信号从无用的信号中分离出来。

无用的信号有噪声、交流电线交频拾波、无线电或电视台的干扰和大于 1/2 采样频率的信号频率。低通滤波器用于控制意外的误差源,滤除所需信号以外的频谱段。

放大器:模拟传感器的信号振幅可以在一个很宽的范围内变动。要使模拟—数字转换器表现出良好的运行性能,就需要高电平的信号输入。放大器既可用来把低电平的信号放大到所需的振幅,也可用于把所有传感器的电压输出标准化为公共电压值,例如,0～5 V 直流电压。

电阻转换器:专门用于把电阻(铂电阻温度表)转换成线性的电压信号输出,并提供必要输出电流的模块。线性转换有可能造成测量的不准确。

12.2.2.1.2　数据采集方法

数据采集功能是指对传感器或传感器加工模块按预定速率进行的扫描,并将信号转换成计算机可读信号。

为了能接入类型不同的气象传感器,数据采集硬件带有类型不同的输入/输出通道,适应传感器或信号加工模块可能具有的电输出特性。每类数据采集硬件所带的通道数目和类型取决于传感器的输出特性和不同的应用目的。主要有模拟输入、并行数字输入/输出、脉冲和频率、串行数字端口四种类型的通道。

模拟输入:模拟通道数通常在 4 到 32 个之间。大多数经常使用的传感器,如温度、气压、湿度,通过传感器加工模块直接或间接地发送电压信号,因此,模拟输入通道特别重要。

数据采集的任务是通道扫描和把模拟信号转换成数字信号。扫描器仅仅是一排开关,它使许多模拟输入通道由同一个 A/D 转换器处理。用软件控制这些开关,可以选择某一个时间启用某一通道进行数据处理。A/D 转换器把原始的模拟信号转换成计算机可读的数据(数字格式,二进制码)。A/D 转换器的分辨率是用二进制位表示的。12 位 A/D 转换器的分辨率大约为全量程的 0.025%,14 位的分辨率为全量程的 0.006%,16 位的分辨率为全量程的 0.0015%。

并行数字输入/输出:独立通道总数通常以 16 位二进制码按 8 个一组来分组,并具有扩展能力,它们用于各二进制或状态感应,或者用于有并行数字输出的传感器的输入(例如,带格雷码输出的风向标)。

脉冲和频率:一般限于 2～4 个通道数,典型的此类传感器是风速和雨量器。此类传感器利用高速或低速计数器在存储器中累计脉冲数。能记录脉冲数或转换器开关状态的系统称为信号记录器。

串行数字端口:独立的异步串行输入/输出(I/O)通道用于智能传感器的数据通信。这些端口用于常规的设备之间的短距离数据传输(RS232,几米)和长距离数据传输(RS422/485,几千米)。不同的传感器或测量系统可以利用同一条线路和输入端口进行数据传输,在传输时,对每个传感器的地址以编码方法进行顺序

编码。

芬兰 Vaisala 公司的 QLI50 数据采集器，就是一个以 80c51 单片机为核心的现场数据采集转换部件，具有 10 路差分/20 路单端模拟输入端口，模数转换分辨率为 16bit，转换精度为±0.1%（全量程范围），其电压信号的测量电路如图 12.2 所示。另有 2 路频率计数器，8 路双向数字 I/O，一个 8 位数字 I/O 口，专门设计作为风向格雷码检测之用。可测量模拟、数字、频率、周期、电流、电压信号，对于多种量程、多种信号电平都能兼容，有极广的适应性，适合多类气象传感器。

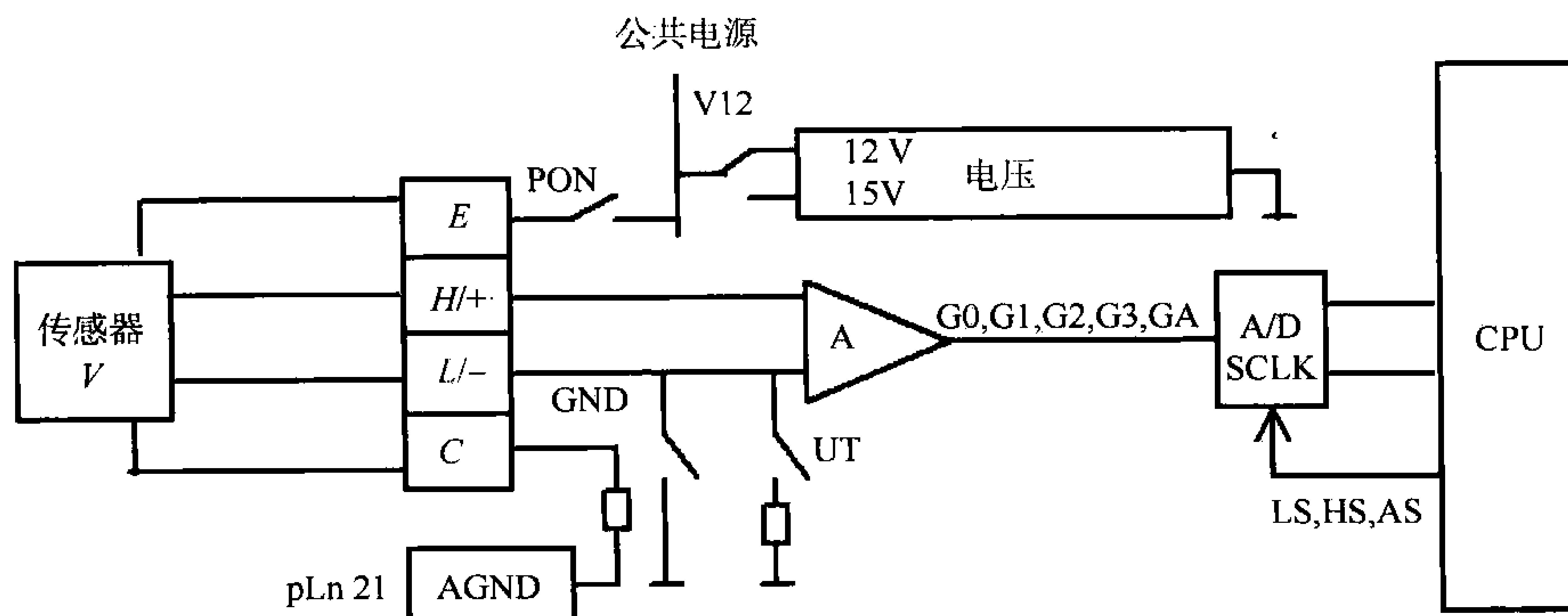


图 12.2　电压信号的测量电路

A/D 转换器带有数字滤波和数字增益控制，增益分别为 0.1、1、10、100 四档，对测量信号，系统每 32 s 进行一次零位检测和满度检测，完成自动校准操作，确保测量的高精度和长期稳定性。其独特之处在于可以用软件将输入设置成带上拉、下拉等多种电路形式，因此测量信号范围很宽，而且输入端瞬间可承受较大功率，保障了测量电路的安全。

作为铂电阻测量的接口，除了有一个高精度的恒流电流源（1.2 mA，最大 1.4 mA）外，还可以选择四线制、三线制或二线制测量方式，如图 12.3 所示。所有可选择的操作和设置，都是通过 QLI50 内部 EPROM 中的程序来实现的，大大方便了工作方式的选择和传感器的选配。

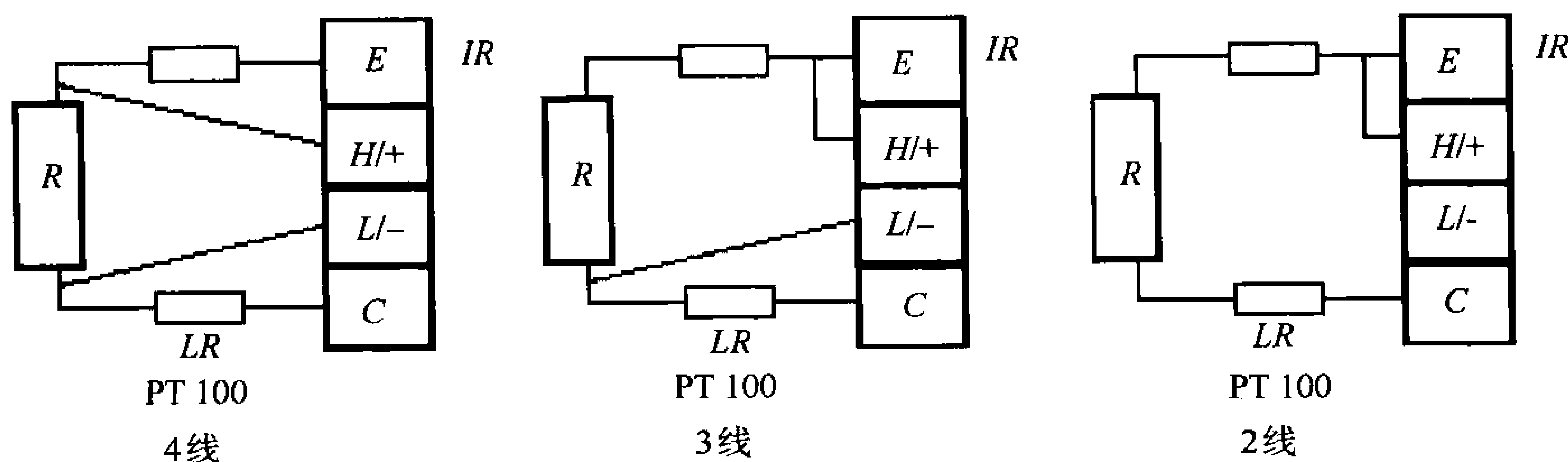


图 12.3　铂电阻的三种测量方式

QLI50 的电源处理是非常独特的。外部直流电源经过隔离变换后产生内部各组供电＋18 V、＋12/15 V、±7 V、±5 V；同时产生一组悬浮＋7 V 电源。该组电源与内部供电隔离，同时也与外部供电隔离，作为通信接口 RS-485 和 RS-232C 的专用电源。两组通信接口与单片机测量控制系统进行的数据交换是由双向光电隔离电路完成的，从而保障了接口和数据采集器的安全，抗雷击和电磁干扰的能力很强。

12.2.2.2　数据处理和存储

数据处理硬件是数据采集处理器的心脏，其主要功能是：利用相关的软件，控制数据采集处理器数据的输入和输出，并对进入数据采集处理器的资料进行适当的处理。

数据的处理过程是由微处理器控制的。数据处理应按照气象测量的原理和业务规定进行。现有的自动气象站大多数配备 8 位微处理器和有限内存（32～64 k 字节）。根据业务需要，可以在资料处理硬件中增加数学协处理器，以增加处理速度。处理设备可以配备型号不同的存储器，如可配备随机存取存储器（RAM），用于存储资料和程序；也可配备固定可编程的只读存储器（PROM），用于存储程序（程序由 PROM 程序员输入），还可配备不固定可擦写存储器（EPROM），大都用于存储可以用软件直接修改的常数。RAM 存储器需配有备份电池，以避免电源故障造成数据丢失。在不配备数据传输设备的非实时站，数据可以存储在外接存储器中，如存储卡。

12.2.2.3　数据传输

与外界的数据传输主要是指与当地的观测员或维护人员的传输，或者是与中央网络处理系统的传输，甚至是与气象信息用户的传输。通常采用通用串行和并行输入/输出口与数据采集处理器接口。数据传输方式主要有：专用线路数据通信的环路，电话线配置调制解调器（Modem）、电话交换网、高频、甚高频或超高频无线电通信。

12.2.3　外部设备

外部设备包括电源、实时时钟、内置测试设备、当地显示终端等。

电源：自动气象站的设计和具有的能力很大程度上取决于它的供电方式，自动气象站供电电源应具有高稳定性和在无干扰条件下运行。自动气象站可采用市电进行供电，但为了保证在市电出现故障时能正常运行，可采用 12 V 的直流电源供电，利用市电对 12 V 电池浮充电，从而可进行自动电源备份。在没有市电的边远地区使用的自动气象站，除了使用电池供电外，还可采用柴油发电机、风力或水力

发电机、太阳能电池板等辅助供电方式。设计电源时，应考虑到云高测量传感器、能见度测量传感器等大功率供电的需要，同时还要考虑到带有加热器和通风器之类的传感器。

实时时钟：微处理器中必不可缺部分是一个 24 小时实时时钟，由电池对它供电，用以保证即使在停电的情况下也能准确走时。由于自动气象站的时钟准确度还不是很高，因此应定期调整时钟，也可利用一些设备使时钟与无线电广播基准信号同步。

内置测试设备：自动气象站的核心部分的一些单元的误操作和故障会使主要的输出信号降级或无法使用。设计设备状况自动监测电路，是连续地控制设备运行性能的一种有效办法。电源故障监测器是在出现电源故障后重新启动微处理器，继续发挥自动气象站功能的一种设备；看门狗计时器用于监测微处理器是否良好运行；测试电路用于监测自动气象站某些部分的运行状况，如电池电压和充电器运行状况、通风器(温度和湿度罩)、A/D 转换器、加热器等。可以在当地自动显示状态信息，或把状态信息送到数据采集处理器，用于质量控制和维护。

局地显示终端：为了将观测资料人工输入自动气象站或对观测资料进行显示和编辑，可采用多种形式的显示终端：带键盘的简单数字发光二极管显示器；带键盘的显示屏；个人计算机。维护时，还可使用专用的手提终端。

12.3 自动气象站软件与数据处理

12.3.1 自动气象站软件组成

自动气象站软件包括应用软件和系统软件。应用软件与用户的技术规格制订的资料处理算法有关，而系统软件与微处理器的配置有内在联系，包括开发和运行应用软件的所有软件。

系统软件是厂家根据用户的要求开发出来的，并存放在数据处理器的存储器内。用户只能执行预先设定的命令，因而在发生故障和需进行修改时需要依靠厂家。

应用软件需要完成以下功能的一部分或全部：初始化、对传感器输出进行采样、把传感器输出信号转换成气象数据、线性化、平均、人工输入观测数据、质量控制、数据处理、编发和检验、数据存储、数据传输和显示。这些功能需要顺序完成。质量控制分不同的层次进行：在采样之后立即进行，在气象变量计算出来后进行，或人工输入和编发之后进行。没有数据质量控制和报文内容检验的自动气象站也能运行，但数据的可信度将会降低。虽然线性化功能可能会组合在传感器或信号

加工模块中，但是，必须在计算平均值之前完成。

12.3.2　应用软件

12.3.2.1　初始化

初始化是准备存储器、设备业务参数、启动应用软件的过程。为了能够正常运行，应用软件首先必须输入大量的专业参数，例如，与气象站有关的参数（区站号、海拔高度、经度和纬度）、日期和时间、传感器在数据采集部分的物理位置、传感器加工模块的型号和特点、传感器输出信号转换成气象变量的转换常数和线性化常数、用于质量控制的变化绝对量和变化率、数据缓冲文件的位置等。用户可以通过终端交互式菜单，在当地输入或修改部分或所有参数，或远距离遥控初始化。除了完全初始化以外，有些情况下只需要部分初始化。在实时时钟设置、维护校准或电源故障引起的临时性运行中断后，部分初始化能自动地恢复正常的运行，不丢失任何存储资料。

12.3.2.2　采样和过滤

采样是指以适当的时间间隔获取某变量测量值序列的过程。气象传感器信号数字化处理过程中出现的问题是：传感器输出信号的采样频率应该取多少才合适？确定采样频率的基本原则是所选采样序列要能足够代表被测大气变量的显著变化。通常的做法是，在传感器时间常数过程内至少采样一次。然而，很多传感器显示频率很高，因此，必须通过选取合适时间常数的传感器，或通过在信号加工模块中使用过滤和平滑技术的办法，完成合适的过滤和平滑。

考虑到传感器需要有互换性，资料需要有均一性，采样应满足下述要求：

(1)用于计算平均值的样本的采样过程中，应使用相同的采样时间间隔。这些采样时间间隔应该满足下列条件之一：

a) 不得超过传感器的时间常数；

b) 不得超过快速响应传感器线性化输出之后的模拟低通滤波器的时间常数；

c) 采样数足够大，使得样本平均以后的不确定度减少到可以接受的程度，例如，小于平均所要求的准确度。

(2)用于估计变化极值的样本的采样频率至少是上面 a)或 b)中所规定的指标的四倍。

通常气温、气压传感器的时间常数为 20 s 左右，湿度传感器的时间常数为40 s 左右，它们的采样速率采用每分钟 6 次即可满足上述要求，而风速传感器的时间常数在风速为 5 m/s 时为 1 s，风向传感器的时间常数也是 1 s，它们的采样速率需要达到每秒 1 次以上才能满足要求。从理论上说，为了求取阵风值，应该 0.25 s 采

样一次，但目前在自动气象站中大多数还是 1 s 采样一次，然后求取 3 s 的滑动平均值作为阵风瞬时值。

12.3.2.3　原始数据的转换

传感器原始数据的转换是指传感器或信号加工模块的电信号输出转换成气象单位量的过程。转换过程要使用校准过程中导出的常数和关系式。

由于有些传感器具有固有的非线性，即它们的输出并不与所测的大气变量成比例（如电阻温度表），而有些传感器会受与之呈非线性关系的外部变量的影响（如某些气压和湿度传感器会受温度的影响），还有些传感器，尽管它们自身是线性的，或经过电路的线性处理后是线性的，但所测得的变量并不与有关的大气变量呈线性关系（例如，转动的光束云高仪带有光探测器和轴角编码器，所提供的后向散射光强度是角度的函数，与高度不是线性关系）。因此，有必要在转换算法中对非线性进行修正。当必须计算某段时间内的平均值时，线性化就显得特别重要。当整个平均过程中传感器信号不是个常量时，采用"先平均后线性"与采用"先线性化后平均"的顺序所产生的结果是有差别的。正确的平均过程应该是对线性的变量进行平均。

12.3.2.4　瞬时气象值

由于大气的自然变率尺度小，也由于电子设备把噪声带入了测量过程，更由于使用了短时间常数的传感器，使得平均过程成为减小编报资料不确定度一个最理想的过程。

对平均算法的标准化，通常应按下述方法进行：

(a)气压、气温、空气相对湿度、海洋表面温度和能见度须以传感器输出线性化值的 1 min 至 10 min 的平均编报。

(b)除了阵风以外，风须以传感器输出线性化值的 2 min 或 10 min 的平均编报。

这些平均值在大多数业务应用中被看作是气象变量"瞬时"值，不应与传感器原始采样值的瞬时值相混淆，或与某些应用领域所需的更长一段时间内的平均值相混淆。就具体应用而言，1 min 平均可以看成是大多数气象变量最合适的瞬时值。风是个例外情况。考虑到从不同时间常数的测量系统中所获得的阵风峰值是有差异的，风测量系统应采用 3 s 的平均值作为阵风峰值，因此对传感器的输出采样后，应每秒钟至少计算 1 次至 4 次 3 s 滑动平均。

12.3.2.5　人工输入观测资料

由于某些气象要素未实现自动测量，因而在一些气象台站，还需要观测员进行人工观测，为此可采用交互式终端程序，允许观测员输入和编辑目测资料或主观观

测资料。这类资料通常包括云、现在和过去天气现象、地面状况和其他特殊现象。

12.3.2.6　数据处理

除了直接从适当转换后的采样值中获取的瞬时气象数据外，还需要计算业务上使用的其他导出气象变量和统计量。它们中大多数是在所存储的瞬时值的基础上计算的，也有一些是通过更高频率的采样过程中获得的，例如，阵风的计算。数据处理包括：从原始相对湿度或露点测量值中计算湿度值，把本站气压换算到海平面上，一个或多个时段内的极值资料（如温度）、专门时段（从分钟到日）内的总量（如雨量）、不同时段内的平均值（气候资料）以及累计量（如日照）。考虑到自动气象站业务实时性的需要，这些变量和统计量一般由自动气象站本身完成。

为了使得计算结果统一，避免计算的错误，所有数据处理算法必须按照规定的方法进行。

12.3.2.7　报文编码

按照气象业务的要求，观测数据应进行报文编码传输。根据报文的类型以及所编码的要素，报告可自动或半自动地生成。当所有被编码的数据自动测量时，可进行全自动编报；若需要观测员进行人工干预，输入目测或主观观测项目，如现在和过去天气现象、地面状况以及云状，则可进行半自动编报。观测数据既可以在自动气象站本站实现报文编码，也可以传送到中央网络处理系统进行报文编码。

12.3.2.8　质量控制

自动气象站应通过使用适当的硬件和软件程序自动地把不准确观测资料数和缺测次数减小到最小量，只有每项观测值都是从相对大量经过质量控制的数据样本中计算出来时，才可能达到这样的目的，此时，有较大误差的样本可以被隔离出来和剔除，使得计算不受这些样本的影响而继续进行。

对自动气象站的资料可采用下述实时质量控制技术：

(1)传感器内部检测

根据气象极值和变化率，可对每个传感器采样样本中异常值和异常变化率进行检测，在进行这种检测时，应考虑到传感器和信号修正响应函数。

异常值：对测量值在变化极限范围内所进行的粗略检测。这些极限值与气象变量或现象的特性有关，但也取决于所选传感器及数据采集硬件的测量范围。这种极限值是地理区域、一年中所处的季节和时间的函数。

异常变化率：对事先确定可能接受的水平上发生的异常变化率所进行的检测。检测效果的好坏依赖于资料在时间上的一致性或持续性，并最佳地应用到高时间分辨力（高采样率）的资料上，同时，相邻样本之间的相关水平随着采样率的增加而提高。采用这种方法检测的难点是，在考虑了所用传感器的响应特性以后，如何确

定大气变量变化得到底有多快。此外，还可以比较两个连续报告的资料，进行时间一致性检验。

(2)传感器间的检验

利用气象要素之间的相互关系，可对某个变量与其他变量之间进行内部一致性检验。例如露点温度不能超过周围的气温；没有云或云已经飘过天顶出现降水是不可能的；当风速不为零而风向没有变化时，极可能风向传感器出现故障；平均风速为零而风向变化不为零，则风速传感器可能出现故障。

(3)人工输入的观测值

当人工观测值输入自动气象站以后，使得传感器内部和传感器之间的检验内容更加丰富。例如，现在天气与能见度；现在天气与云量；现在天气与空气温度；现在天气与露点温度；云高与云状；海面状况与风速之间均有内在的联系，从而为检验提供了方便。

(4)硬件检验

在运行过程中，自动气象站的性能会因硬件元器件的老化、放置在未测试过的环境中、不适当的维护、仪器故障等原因而降低。因此，可利用自动气象站的内置测试设备，对自动气象站自动地进行周期性的自检，把检验结果进行存储，并提供给合适人员。存储的信息可用于区分测量值是正常、有误差还是可疑的。

(5)报文检验

对于配备报文编码软件和通过全球通信系统传输报告的自动气象站，可通过对报文进行检验，了解自动气象站的状况以及报文编码软件在字符、数字、格式等方面是否符合有关规定。

12.3.2.9 数据存储

经过处理过的数据和人工输入数据，包括质量控制情况信息必须存储在自动气象站中一段时间，按规定的时间间隔，把观测数据从自动气象站主存向其他类型的存储设备传送。数据库结构及存储器容量应能满足实时更新和数据存储的需要。

12.3.2.10 数据传输

根据不同的业务要求和不同的数据传输设备，自动气象站与当地用户或中央网络处理系统之间的数据传输可以使用不同的方式：

(1)响应外部命令方式。这是最普遍使用的一种基本方式。这种方式允许外部对自动气象站进行更多的控制，如初始化，实时时钟的设置和重置，终止使用有问题的传感器，可选数据库的传送等。在收到和传输外部命令的控制任务之后，根据指令要求，将由一个任务调度程序启动适当的作业或子程序；

(2)在自动气象站时间表控制下的定时传输；

(3)当超过某个气象阈值时的加密传输。

数据传输时应按照传输协议进行，为了保证传输的正确性，应采用传输误差检验码，如奇偶校验位及循环冗余码。

12.3.2.11　维护和校准

应用软件中应设计专用子程序，用于进行现场维护和校准，以便进行下述工作：运行交互式程序以测试专用传感器；更换传感器或部件后自动气象站的重新配置；系统参数的重新设置；通信测试；输入新的常数等。一般来说，维护和校准是在脱机操作方式下进行的，会临时性地中断自动气象站的正常运行。

12.4　自动气象站的应用与维护

12.4.1　自动气象站的选址考虑

自动气象站的选址工作是一项较难的工作，总的原则是，自动气象站提供的测量值须对周围的地域具有并能长期保持的代表性，所代表区域的大小取决于其气象应用的领域。对常规气象站的选址要求也适用于自动气象站。

自动气象站的选址还需要考虑到供电、通信方式、防雷、防洪、防盗、防破坏等安全措施以及恶劣天气条件下的正常工作，此外，还应考虑运行费用，在运行费用与技术要求方面要进行权衡。

12.4.2　自动气象站组网

一台自动气象站通常是某个气象站网的组成部分，并通过不同的通信手段，把处理好的数据和报告传送到中央网络处理系统。中央网络处理系统的功能和技术要求规格应该由自动气象站设计者、通信专家、软件专家和资料用户共同确定。由于中央网络处理系统具有较强的计算能力和较大的存储能力，因而应规划好中央网络处理系统与自动气象站的功能，计算量较多的数学处理，如气压的处理和气象电报的编码，则可由原定由自动气象站完成的功能转移到中央网络处理系统中进行。

12.4.2.1　组成

自动气象站网由多台自动气象站、中央网络处理系统、通信系统等组成。中央网络处理系统可以是功能较强的个人微机或工作站，运行在实时多任务和多用户工作环境中；通信系统可利用现有的通信系统，或建立某些局域网。

中央网络处理系统主要功能是数据采集和处理，内容包括：对从自动气象站网中传来的报文进行译码；对自动气象站进行遥控和管理；网络监测和资料质量控制；对数据进行进一步处理，以满足用户需求；把数据输入数据库；数据显示；把资料传给内部或外部的用户，如全球通信系统上的数据传输。

12.4.2.2　网络数据的质量管理

为了确保网络的数据质量，应建立准实时测量监测系统，定期地对所发送的量值比照同一测量地点的分析场进行检测。

自动气象站的自动质量控制机制存在着局限性，即使使用最高水平的控制方法，有些误差还是不能检测出来，如传感器和部件的基点长期漂移，此外自动气象站资料在传输过程中又增加了传输误差，因此，应在中央网络处理系统中增加一个附加的质量控制程序，以便实现下述质量控制：

(a)按照传输协议和循环冗余码对资料传输误差进行检测；

(b)对规定的编报信息的内容和格式进行校验；

(c)对自动气象站管理文件标志为有误差的资料进行剔除或处理。

采用交互式的显示方式可以对数据进行补充质量控制。通过对一个或多个气象站上的一个或多个变量的时间序列的显示，可以直观地检测全自动质量控制算法难以发现的短期和长期的异常情况。

定期比照分析数值场，可对量值进行空间和时间一致性检验。由于气压的波动幅度较小或具有湍流性质，同时，也由于把所有的观测数据归一化到共同的基准上，可以确信无疑地消除当地所处的地理位置影响，因此，气压成为这类质量控制的首选变量。

12.4.3　维护

保持自动气象站网正常运行，维护是非常必要的。任何复杂的系统都需要维护。对于自动气象站，维护可分为部件故障的矫正性维护、预防性维护和适应性维护三类。当硬部件出现故障或计算机程序因设计失误而失效时，需要进行矫正性维护。对于机械部件等，需要进行清洗和润滑等预防性维护。而为了适应技术的飞速变化和备件供应缺少等问题，则需要对原系统进行适应性维护，例如用新的部件代替原有部件、把程序和操作系统从一种处理器移植到另一种处理器、连接到新的通信系统等。随着自动气象站的电子部件的可靠性不断提高，维护和校准传感器的需求可能会成为对自动气象站进行维护的一个主控因素。

自动气象站的模块结构允许进行现场维护，或在区域和国家中心进行维护。

现场维护：现场维护时，观测员一般只进行简单的预防性维护，而现场的矫正性维护须由区域或国家中心的专门技术人员来做。定期把自动气象站自检和诊断

的信息传输出来，对确保出现故障后能做出快速反应也是现场维护的一个方面。不宜在现场修理自动气象站的传感器或其他部件。

区域中心：负责对那些需要检测和排除小故障的传感器和部件进行更换和维修，或者到现场进行维护，定期对边远地区的自动气象站进行巡查等。区域中心的技术人员必须具有自动气象站硬件运行方面的知识，且受过运行软件维护程序的培训。这样的区域中心应当配备合适的测试设备及足量的备份传感器和部件，以保证这一地区自动气象站的维护工作。

国家中心：负责检测和排除传感器、部件和数据传输通道中出现的复杂故障。国家中心须配备检测和修理自动气象站各个部件的必要设备，这些检测和维护工作必须在国家中心完成。任何环节出现的毛病应该反映到设计者和供应商那里，由它们负责改正设计错误。

由于软件在自动气象站及中央网络处理系统中起着非常重要的作用，国家中心需要有熟练掌握自动气象站和中央网络处理系统软件知识的技术人员，也应拥有必要的软件开发和测试设备。此外，国家中心应该完成所有与适应性维护有关的任务。

12.4.4　校准

传感器，特别是带电子输出的自动气象站的传感器，会随时间出现准确度漂移，因此需要进行周期性的检查和校准。原则上，校准周期是根据厂家提供的漂移规律和所需的准确度要求来确定的。由于信号加工模块、数据采集和传输设备也都是组成整个测量链的环节，它们的稳定性和修正业务也需进行控制或周期性校准。校准一般应包括下述三个环节：

(1)初始校准：在自动气象站订货和安装以前进行。主要是验证厂家所提供的技术指标，测试自动气象站的总体性能，验证仪器的运输过程有没有对仪器的测量特性造成影响。

(2)现场校准：利用移动标准在气象站上对自动气象站的传感器进行周期性的相互比对。在现场比对期间，移动标准应安装在与传感器相同的环境条件中。移动标准具有与自动气象站测量系统相似的过滤特性，最好带有数字式读数器。为了防止移动标准在运输过程中可能出现的准确度变化，也可以使用两套同类标准。为了能够测定小的漂移，移动标准的准确度必须远高于自动气象站的传感器。由于信号修正模块和数据采集设备(如 A/D 转换器)也会出现性能漂移，须使用合适的电气标准源和万用表，确定仪器异常情况。

在现场检查前后，移动标准和标准信号源应与实验室中的工作标准进行比对。当测出准确度有偏差时，应由维护部门进行处理。

(3)实验室校准:在现场检查中发现准确度的偏差已经超出了规定范围的仪器,和经过维护部门维护过的仪器,均须送到实验室进行校准后才能重新使用。传感器的校准是在一个能控制的环境(环境箱)中,借助合适的工作标准进行的。这些工作标准要定期与二级标准进行比对和校准。

也应注意对组成测量和遥测系统的不同部分进行校准,特别是信号修正模块的校准。这涉及合适的电压、电流、电容和电阻标准,传输测试设备,高准确度的数字式万用表。在校准过程中需要高准确度的仪器和数据采集系统。

每当某个传感器或模块在现场维护中安装或更换到某个自动气象站上时,应重新计算出新的校准常数,并输入自动气象站。

校准实验室中使用的二级标准,必须按照比对时间表与本国及世界气象组织的国际或区域一级标准定时进行比对。

习 题

(1)自动气象站通常由哪几部分组成?有哪些类型?具有哪些功能?

(2)气象传感器的输出有哪些类型?各有何特点?分别举出一两个气象传感器加以说明。

(3)自动气象站中可采取哪些措施进行实时质量控制?设计一个实时质量控制算法。

(4)传感器的采样频率与哪些因素有关?观测数据为什么要进行平均处理?

(5)对非线性传感器输出数据“先线性化后平均”和“先平均后线性”处理有何不同?举例验证你的结论。

(6)自动气象站应用软件应包括哪些功能?设计一个应用软件框图。

第13章　高空风的探测

测量近地面层以上大气的物理、化学特性的方法和技术，称为高空气象探测。高空气象探测以测定大气各高度上的温度、湿度、气压、风向、风速为主，其他还有一些特殊项目，如大气成分、臭氧、辐射、大气电等。高空风探测是高空气象探测的主要内容之一。

高空风是指地面上空各高度的空气水平运动。空气水平运动的大小即为风速，用“m/s”为单位；空气水平运动的来向称为风向，以正北为0°，顺时针方向增大的角度，用“°”表示。高空风也可采用像地面风一样的方法通过将测风仪器安装在空基平台上进行探测。但通常是利用示踪物随空气运动的轨迹来进行探测，或者利用多普勒效应进行遥感探测。气球测风是把气球看作随气流移动的质点，用仪器测量气球相对于观测点的空间坐标位置，确定气球的空间位置与运动的轨迹；根据气球在某时段内位置的变化，计算出它的水平位移，从而计算出相应大气层中的平均风向和风速。本章主要介绍高空风的气球轨迹法探测原理和方法，遥感测风原理和方法在第15章中介绍。

13.1　气象气球

13.1.1　气球的分类

气象气球通常分为携带仪器的探空气球，不携带仪器的测风气球和测量云高的云幂气球。探空气球通常可分为无线电探空气球、平移气球、系留气球和洛宾气球等。无线电探空气球，可以携带各类无线电探空仪，载荷重量1～2 kg，以400 m/min左右的升速上升持续进行高空温压湿风的测量，最大探测高度约35 km。平移气球能保持在某一高度随风飘移进行大气水平探测，最大的平移气球有数十万立方米，载荷重量1000 kg以上，可以环地球飞行进行全球探测。系留气球由地面绳索牵引，停留在大气某一高度的气球，多呈流线型，升空高度一般小于2 km。洛宾气球随火箭升空弹出后向下降落时进行探测的气球。测风气球用于测定高空风向、风速，目前常用的为30 g气球，有红、白、黑三种颜色，升速为200 m/min。云幂气球用于测定云底高度，目前常用的为10 g气球，有红、白、黑三种颜色，升速为100 m/min。气象气球还可以分为膨胀型和非膨胀型两类，如无线

电探空气球、测风气球等为膨胀型，系留气球和洛宾气球等为非膨胀型。

13.1.2 气球的性质

胶乳膨胀型气球，具有透气性能、膨胀性能和弹性性能。

膨胀型气球的漏气率为 2‰/h～5‰/h，当温度降低时，漏气率按指数率减小，当气球体积增大时，漏气率增大。球皮爆裂时的直径与球皮未充气时的直径之比称为膨胀率，膨胀型气球的膨胀率最大为 6.5～8.5，平均为 7.0 左右。由于气球的弹性使球内外压力差不等于零，一般而言，球内外压力差约为 5～15 mmHg。

13.1.3 气球在空气中的运动

气球在空气中漂浮可以是以一定的速度上升、或在空中某一高度（等密度面）上平移、也可以是以一定的速度降落。本章讨论的是以一定升速上升的气球，主要是探空气球、测风气球和云幂气球。

在高空风探测时，一般使用充以氢气或氦气的上升气球作为空气运动的“示踪物”进行高空风的测量。因为气球的质量很小，它在空气中运动的惯性滞后可以忽略，所以气球在水平方向上的运动可以表示气流的水平运动。这就是气球测风法的基本依据。

对于测风气球和云幂气球而言，要求气球是匀速上升，便于计算气球的高度，控制其上升速度极为重要。下面讨论气球的上升速度。

设 V 为圆形气球的体积，ρ_H 为球内充灌氢气的密度，B 为球皮及附加物的重量，ρ 为空气密度。则浮力 F 和氢气重力 f 分别为

$$F = \rho g V \tag{13.1.1}$$

$$f = \rho_H g V \tag{13.1.2}$$

气球静止时所受的合力称为净举力，其表达式为

$$A = (\rho - \rho_H) V g - B \tag{13.1.3}$$

由此可见，气球所受的净举力与充入球皮的氢气量、空气密度有关，与球皮和附加物的重量之和的大小有关。如果假设气球在上升过程中，球内外的温度、气压保持相等；气球内氢气质量保持不变；球皮及附加物的重量在气球上升过程中保持不变。则在初始状态的净举力 A_0 与气球上升到某一高度时的净举力 A_n 分别可以表示为

$$A_0 = (\rho_0 - \rho_{H0}) V_0 g - B \tag{13.1.4}$$

$$A_n = (\rho_n - \rho_{Hn})V_n g - B \tag{13.1.5}$$

根据空气和氢气的状态方程，可以证明

$$\rho_0 V_0 = \rho_n V_n \tag{13.1.6}$$

$$\rho_{H0} V_0 = \rho_{Hn} V_n \tag{13.1.7}$$

则

$$A_0 = A_n \tag{13.1.8}$$

由此可见：在假设条件下，气球上升过程中净举力保持不变。

气球施放后，在净举力的作用下，开始上升，根据空气动力学原理，气球将受到一个与运动方向相反的空气阻力。

设气球在垂直方向上空气与气球的相对运动速度为 W，当空气无垂直运动时 W 为气球升速。由实验可得，在 2 m/s$<W<$100 m/s 时，空气阻力 R 可表示为

$$R = k\rho D^2 W^2 \tag{13.1.9}$$

式中 D 为气球直径，ρ 为空气密度，k 为空气阻力系数，是雷诺数 Re 的函数有

$$Re = \frac{\rho WD}{\eta} \tag{13.1.10}$$

式中 η 是空气的黏性系数。

空气的阻力系数与雷诺数的函数关系如图 13.1 所示。由图可见：在 Re 值较低及较高区间时，k 值基本不变，可视为常数。当 Re 处于区间$[1\times10^5, 3\times10^5]$时，$k$ 随 Re 增大而减小，该区间称为临界区间。对于云幂气球而言，Re 值处于临界区之外，k 可视为常数。对于测风气球和探空气球来说，Re 值处于临界区以内，k 不是常数。

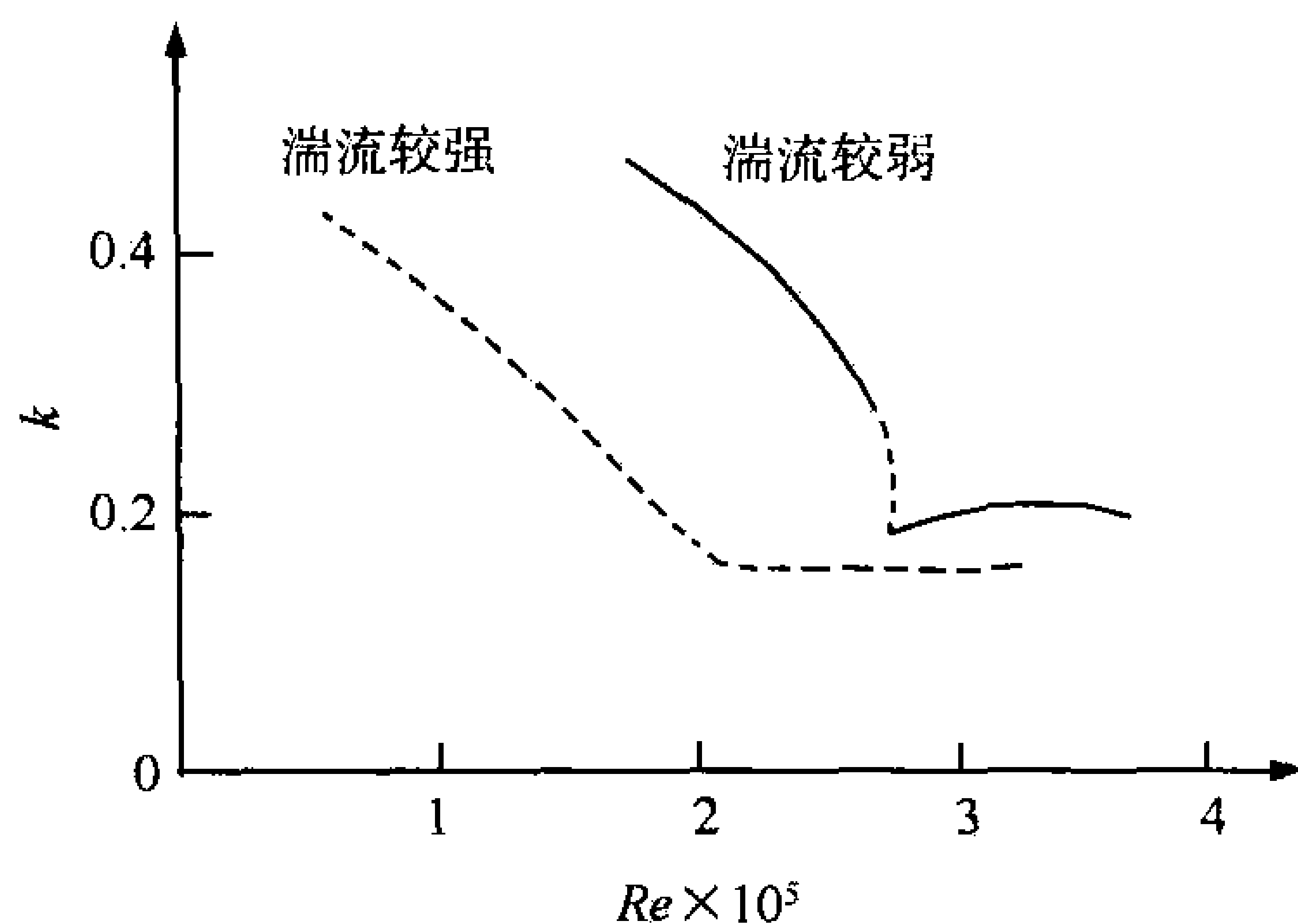


图 13.1　阻力系数 k 与雷诺数 Re 的关系

气球在净举力 A 作用下上升，随即受到环境空气对它的阻力 R，两者的合力，便决定了气球的垂直运动，即气球的垂直运动方程为

$$m\frac{\mathrm{d}W}{\mathrm{d}t}=A-R \tag{13.1.11}$$

式中 m 为气球系统的总质量，W 为气球升速。

将空气阻力的表达式代入气球垂直运动方程，经整理后得

$$\frac{\mathrm{d}W^2}{\mathrm{d}z}+\frac{2\rho kD^2}{m}W^2-\frac{2A}{m}=0 \tag{13.1.12}$$

该方程为 W^2 的一阶齐次线性常微分方程。如果取一薄层大气，k，D，ρ 变化很小，可视为常数。取初始条件：$z=0$ 时，$W=0$，解(13.1.12)式，可得到

$$W^2=\frac{A}{k\rho D^2}\left(1-\mathrm{e}^{-\frac{2k\rho D^2}{m}z}\right) \tag{13.1.13}$$

式中 $\mathrm{e}^{-\frac{2k\rho D^2}{m}z}$ 是一暂态项。计算表明，气球大约上升到 1 m 高度左右时，该项已减小到可略而不计的程度，于是式(13.1.13)可表示为

$$W=\frac{1}{\sqrt{k\rho}}\frac{\sqrt{A}}{D} \tag{13.1.14}$$

式(13.1.14)称为气球的一般升速公式。由于空气阻力与 W^2 成正比，气球施放后短时加速上升，阻力迅速增大，很快与净举力 A 达到平衡，气球基本作匀速上升运动。

13.1.4 确定气球升速的方法

应用一般升速公式计算 W 很不方便，而实际工作中是已知 W，再确定 A。由(13.1.3) 式可知

$$V=\frac{A+B}{(\rho-\rho_H)g} \tag{13.1.15}$$

当气球为正球体时，气球的体积可表示为

$$V=\frac{1}{6}\pi D^3 \tag{13.1.16}$$

令：$\rho-\rho_H=n\rho$，根据(13.1.15)和(13.1.16)式可得

$$D=\sqrt[3]{\frac{6(A+B)}{\pi gn\rho}} \tag{13.1.17}$$

式中 $n=0.931$。将式(13.1.17)代入式(13.1.14)得

$$W = b\rho^{-\frac{1}{6}} \frac{\sqrt{A}}{\sqrt[3]{A+B}} \tag{13.1.18}$$

式中 $b=\frac{1}{\sqrt{k}}\sqrt[3]{\frac{n\pi g}{6}}$。

取标准密度 $\rho_0=1.205\ \mathrm{kg/m^3}$($p=1013.25$ hPa,$t=20$℃),用 $\rho_0^{\frac{1}{6}}$ 除(13.1.18)式两边得

$$W\left(\frac{\rho}{\rho_0}\right)^{\frac{1}{6}} = b\rho_0^{-\frac{1}{6}} \frac{\sqrt{A}}{\sqrt[3]{A+B}} = b_1 \frac{\sqrt{A}}{\sqrt[3]{A+B}} = W_0 \tag{13.1.19}$$

式中 $b_1=b\rho_0^{-\frac{1}{6}}$。由此可得

$$W_0 = W\left(\frac{\rho}{\rho_0}\right)^{\frac{1}{6}} \tag{13.1.20}$$

$$W_0 = b_1 \frac{\sqrt{A}}{\sqrt[3]{A+B}} \tag{13.1.21}$$

W_0 称为标准密度升速值。由实验可得 b_1—A 的关系如表13.1所示:

表13.1　b_1—A 之间的关系

A	≤140	150	160	170	180	190	200	210	220	230	≥240
b_1	82.0	82.5	83.6	84.9	87.0	89.6	92.2	94.9	95.4	95.9	96.2

实际工作中,由于计算比较麻烦,所以用(13.1.20)式制成标准密度升速值表。用(13.1.21)式制成净举力查算表,制表时给定一组 A 值,从表13.1中分别查出 b_1,作一族关于 W_0—B 的变化曲线,如图13.2所示;在曲线图上,根据 W_0 和 B 内插出 A 值。

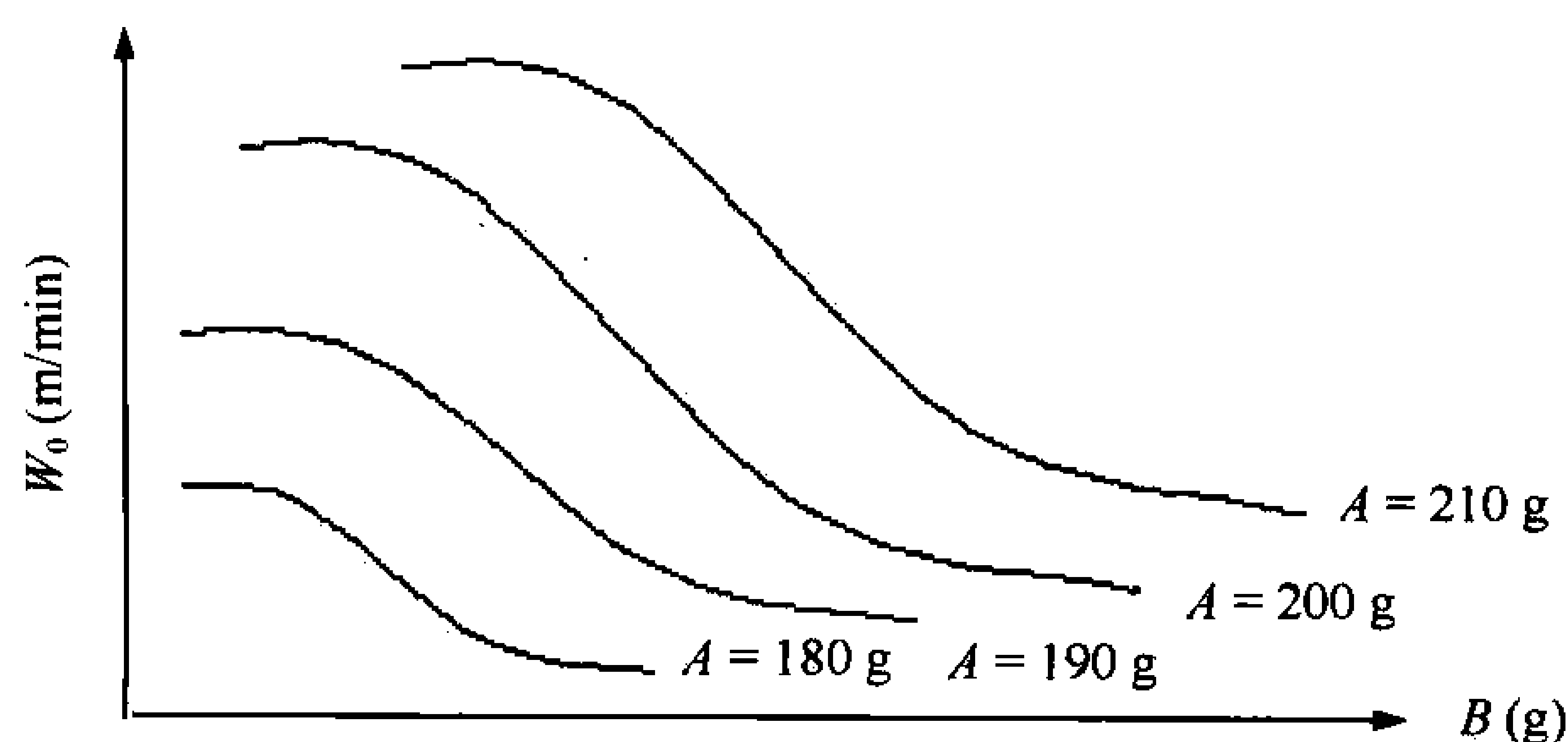


图13.2　W_0—B 的变化曲线

查算时，根据气球的升速和当时的气压和气温，从标准密度升速值表中查出标准密度升速值；依据标准密度升速值和球皮及附加物重量，从净举力查算表中查出净举力。一般采用平衡器或浮力天平等对测风气球和云幂气球进行充灌。

13.1.5 气球升速的误差及原因分析

气球的实际升速与理论计算值常存在着一些偏差，这是因气球升速公式中的假设条件不能完全符合实际情况的结果。图 13.3 给出了用双经纬仪观测法实测的气球平均升速与理论计算升速的相对偏差随高度变化的曲线（实线）以及理论计算升速与地面标准升速的相对偏差随高度变化的曲线（虚线）。由图可见，因空气密度随高度减小使理论计算升速随高度增高而增加。在 2 km高度以下，接近地面时实测升速与理论计算升速偏差最大，相对误差可达 20%以上，且偏差随高度的增加而迅速减小，但实测平均升速大于理论计算值，该层引起实测升速偏大的主要原因是大气湍流的影响；在 2～12 km高度范围内，实测平均升速大于理论计算值但偏差不大，该层引起实测升速偏大的主要原因是空气密度随高度减小的影响；在 12 km高度以上，实测升速逐渐低于理论计算值，且随高度增加偏差加大，该层引起实测平均升速偏小的主要原因是氢气的渗漏现象影响。除此之外，在出现强对流天气时，垂直气流的数量级可与气球升速相当，在出现强烈的下沉气流时，会使气球升速为负值；气球的形状与球内外的温、压不相等都会使气球升速产生误差。

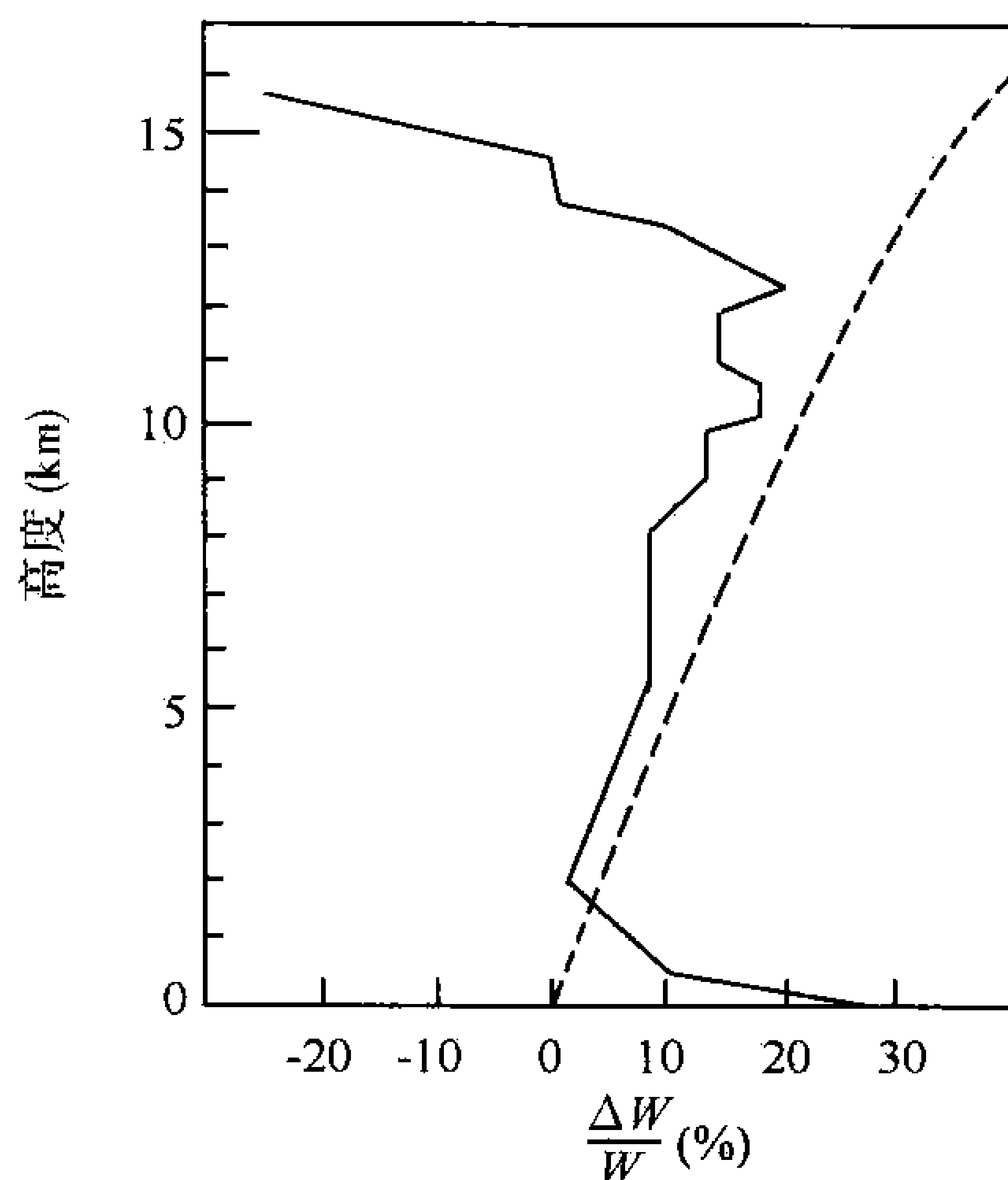


图 13.3 气球升速误差随高度的变化

13.2 气球位置的确定

测定气球空间位置的仪器设备通常有光学经纬仪、无线电经纬仪、测风雷达和 GPS 卫星导航定位系统等。不同的定位跟踪设备，确定气球位置的参数有所不同，如表 13.2 所示。

表 13.2　不同定位仪器设备确定的气球位置参数

定位方法	定位仪器设备	定位参数	备注
单点定位	光学经纬仪	δ,α	$Z=Wt$
	光学、无线电经纬仪，探空仪	δ,α,H	H 由探空计算而得
	一次雷达，反射靶	δ,α,R	
	二次雷达，回答器	$\delta,\alpha,R(H)$	H 由探空计算而得
双点定位	两台光学经纬仪	$\delta_1,\delta_2,\alpha_1,\alpha_2$	Z 直接计算而得
导航定位	导航台、导航卫星，地面站	X,Y,H	H 由探空计算而得

13.2.1　气球空间位置参数

取极坐标系，如图 13.4 所示，P 表示气球在某一时刻的空间位置，O 为观测点，ON 为正北方向线，C 为气球水平投影点，δ 为气球的仰角，α 为气球的方位角，以正北方向线 ON 顺时针旋转至 OP 投影线 OC 的夹角表示，Z 为气球的几何高度，R 为气球的斜距，L 为气球的水平距离。显然，只要已知 δ,α,Z 或 δ,α,R 即可确定气球的空间位置。

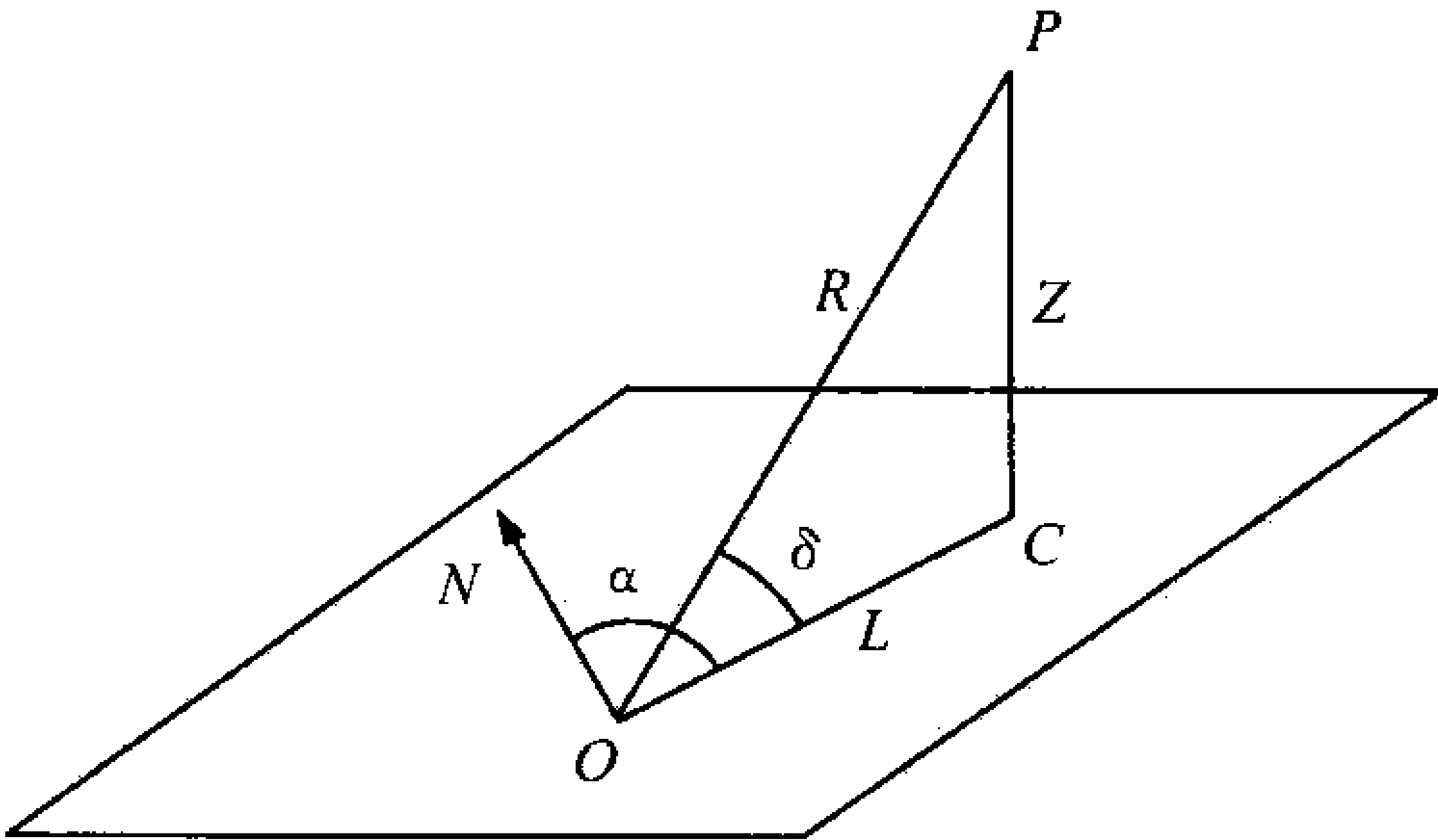
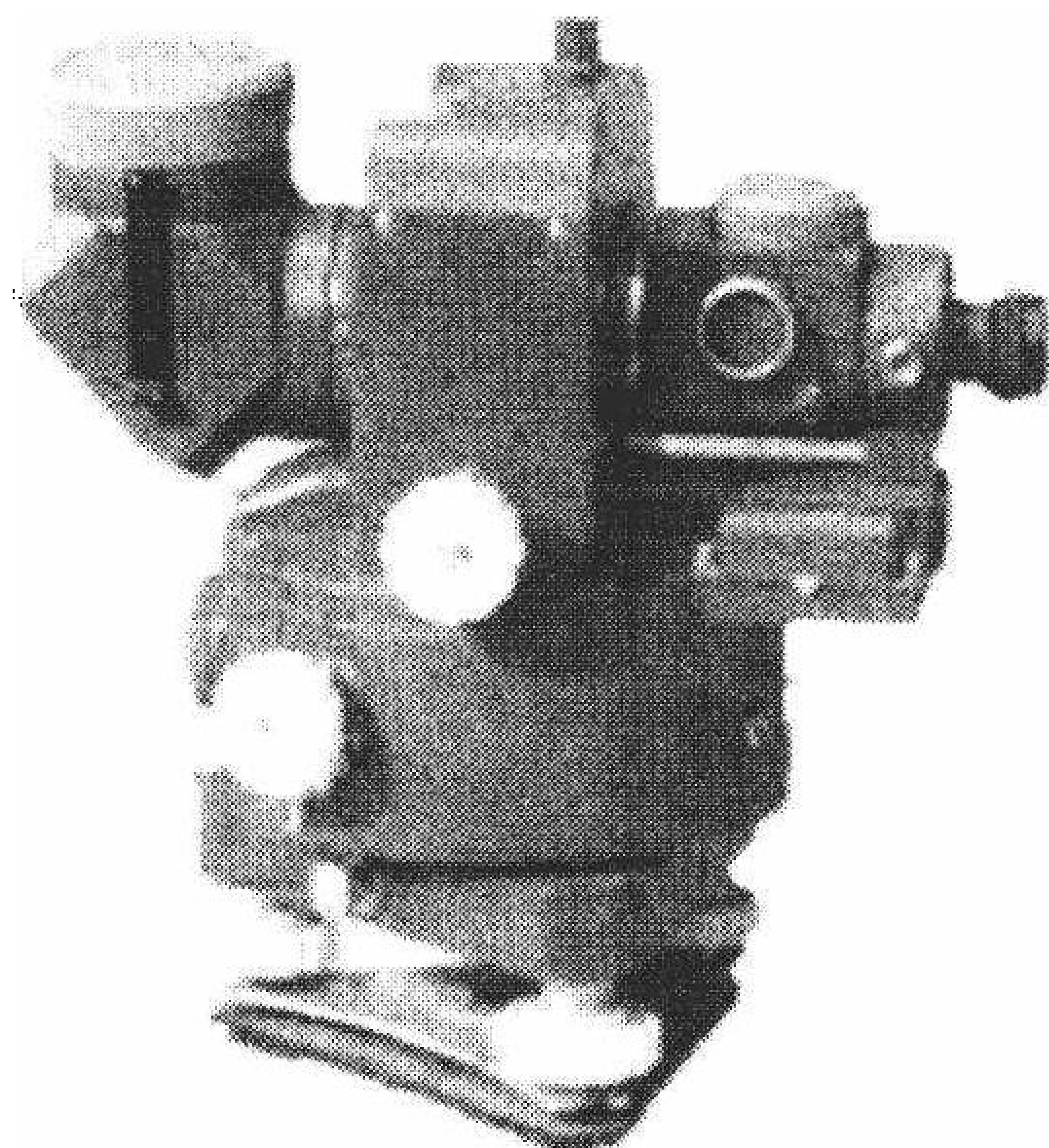
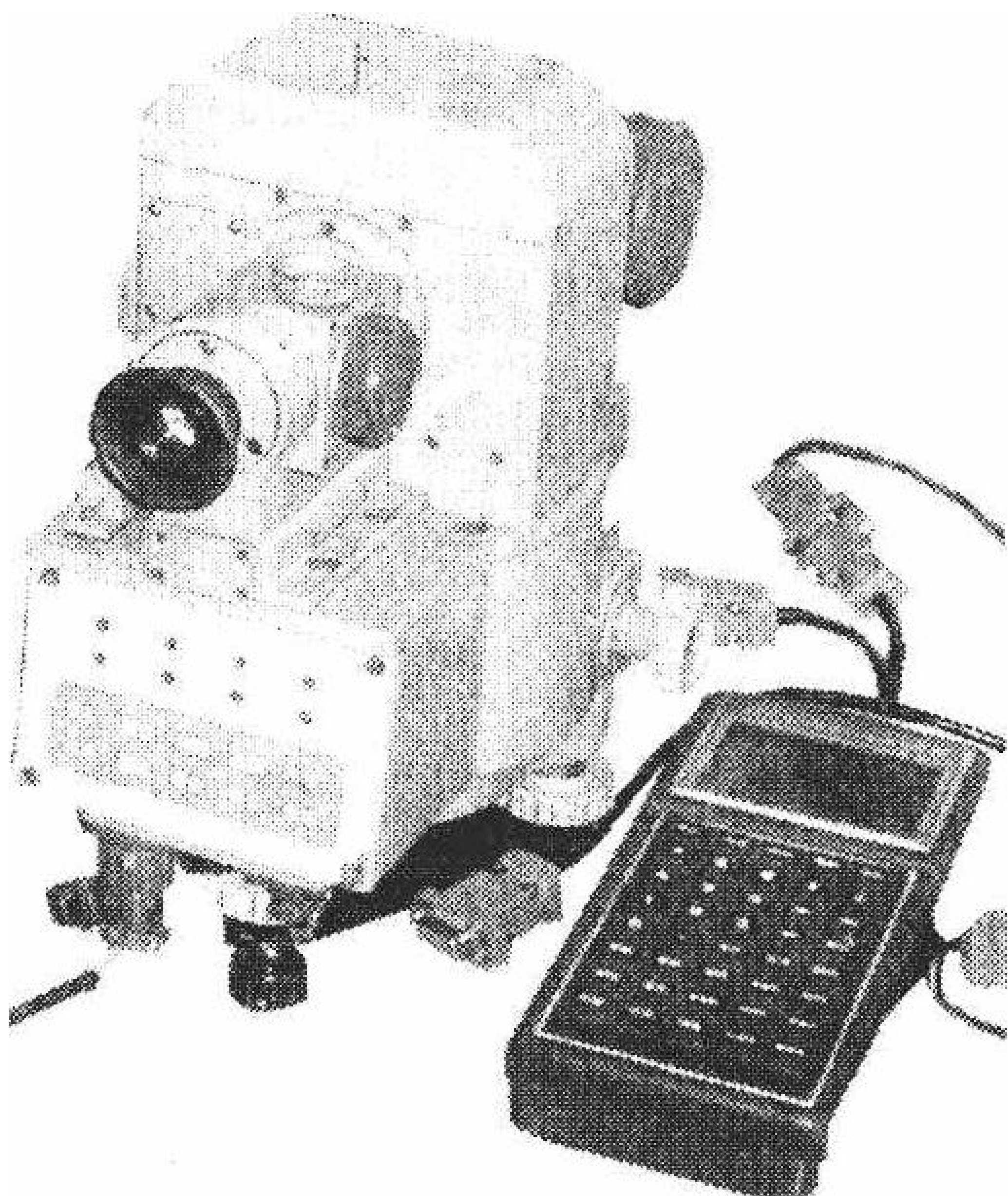


图 13.4　气球位置坐标示意图

13.2.2　用光学经纬仪确定气球的位置

光学经纬仪是一种测量气球仰角和方位角的精密光学仪器。目前常用的有光学测风经纬仪和电子式测风经纬仪，分别如图 13.5 和 13.6 所示。


图 13.5　光学测风经纬仪


图 13.6　电子式测风经纬仪

(1)光学测风经纬仪的结构

光学测风经纬仪一般由光学系统、转动系统、读数系统、水平调整装置、照明装置和定向系统等组成。

光学系统如图 13.7 所示，由主望远镜、辅助望远镜、目镜、分划板等组成。主望远镜又称大物镜，放大倍率为 24 倍，其视场角小，测角精度高，用于远距离观测；辅助望远镜又称小物镜，放大倍率为 4 倍，其视场角大，测角精度低，用于近距离观测；目镜由一组镜头组成，用于观测气球或物像；分划板是成像位置，气球或物像和读数窗都成像在分划板上，可以观测到球影和读数值。

转动系统可分为粗调和细调。粗调又称为大动，可直接转动仰角和方位角；细调又称为小动，由仰角、方位角手轮进行调整。

读数系统的读数窗如图 13.8 所示，上排为仰角刻线，下排为方位角刻线，长刻线为读数的整数值，短刻线为读数的小数值。当整数位对准某一小数刻线时，该刻线的示度即为小数值。图中所示应当读为仰角 34.5°，方位角 237.7°。

水平调整装置包括水准器和三个水平调整螺旋。用于调整仪器水平。

照明装置在夜间用于照明读数窗和分划板，白天使用自然光。

定向系统包括指北针和方位度盘调节手轮等，用于定向。

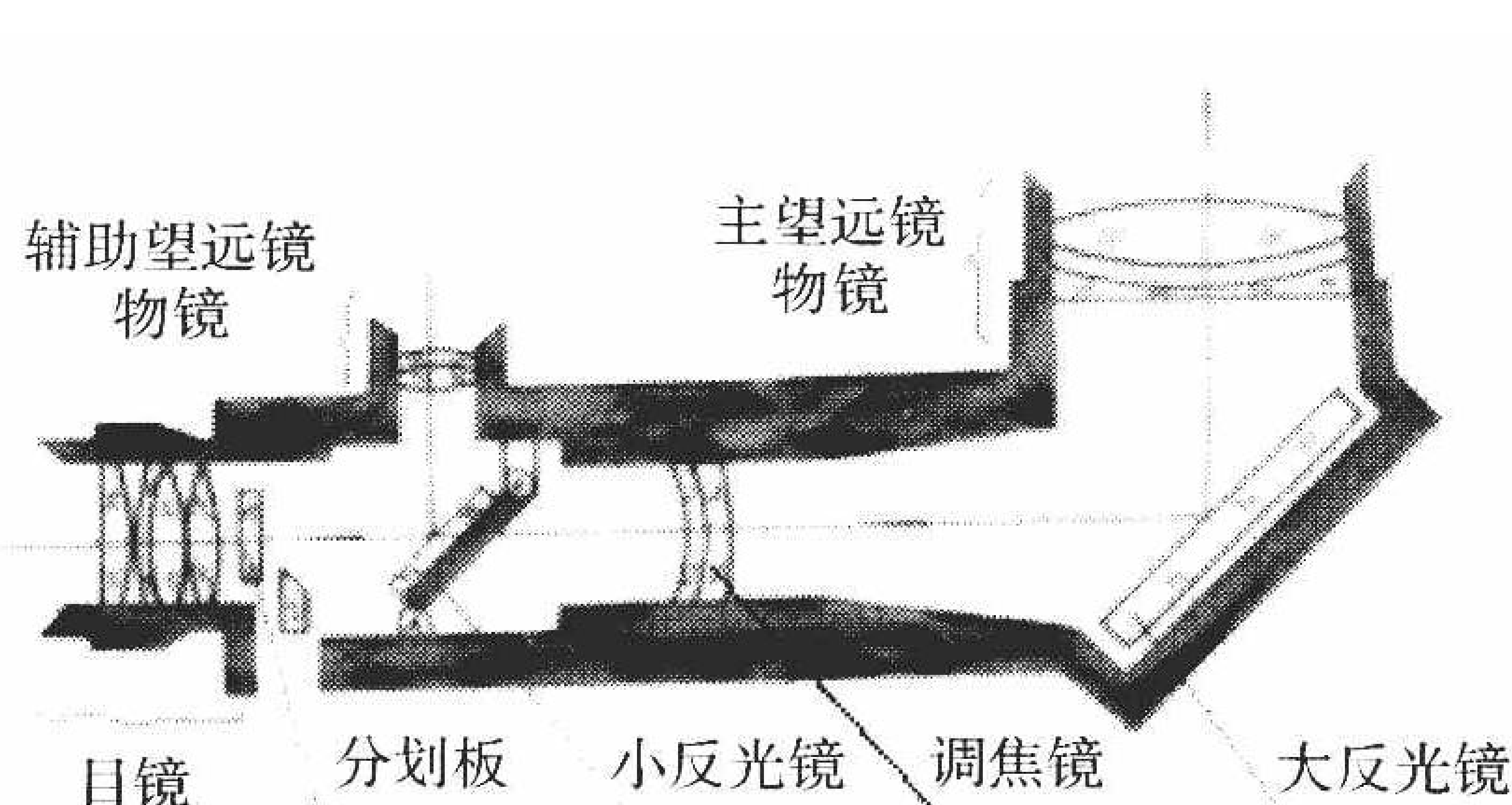


图 13.7　光学系统示意图

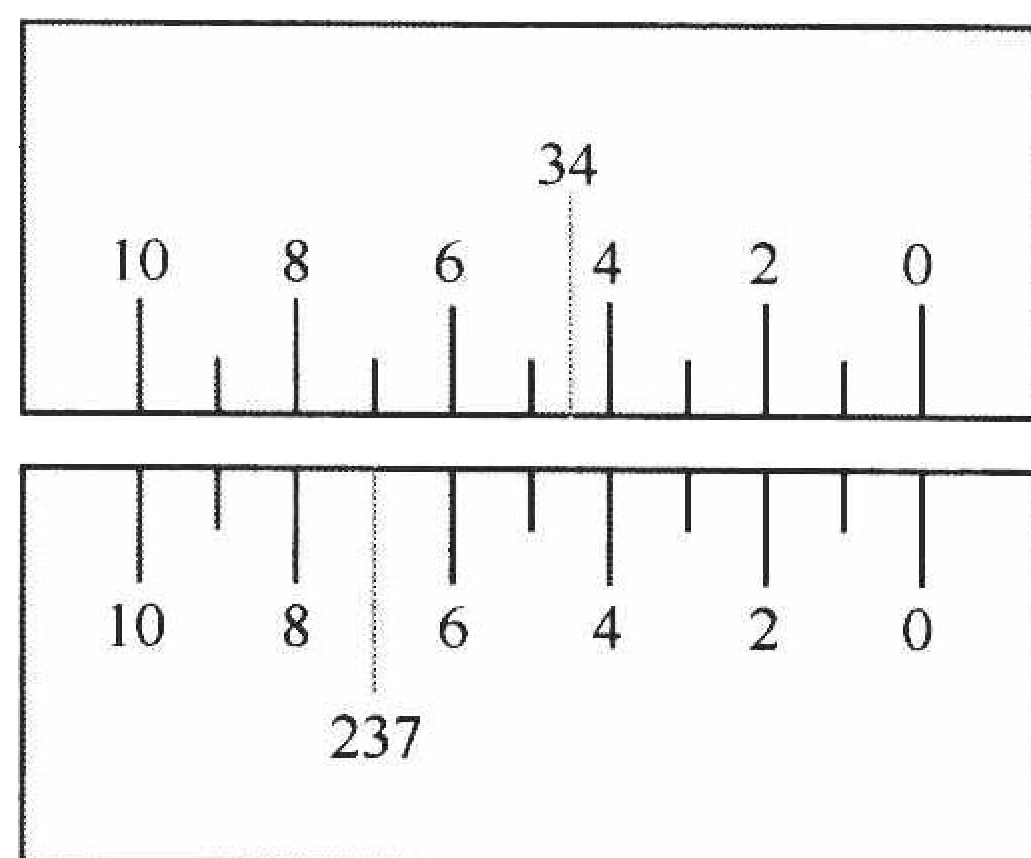


图 13.8　读数窗示意图

(2)光学测风经纬仪的测角原理

光学测风经纬仪虽然型号有所不同，但测角原理基本是相同的。设 ST 为光学轴，SC 为水平轴，AB 为垂直轴，三个轴相互垂直；C 为仰角度盘，B 为方位角度盘，L 为仰角读数指标，H 为方位角读数指标，如图 13.9 所示。当光学轴 ST 绕水平轴 SC 在垂直面上转动时，将带动仰角刻度盘作相应的转动，转动角度的大小，可以从固定不动的仰角读数指标 L 处读

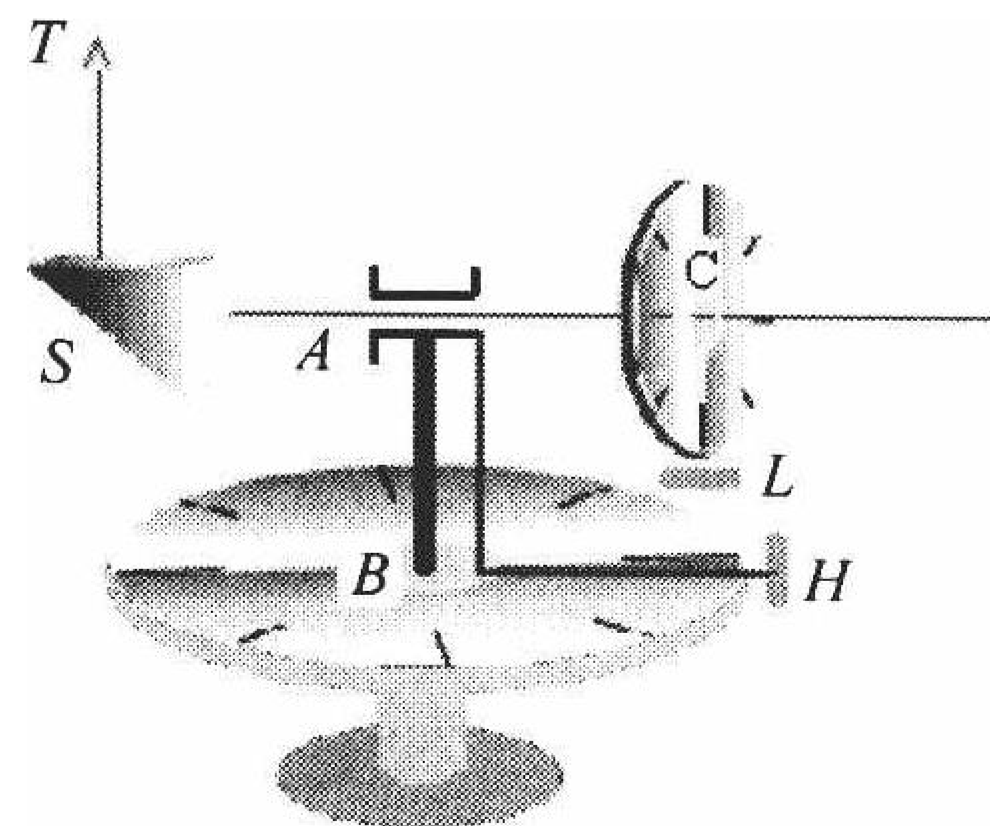


图 13.9　测角原理示意图

取。当水平轴 SC 绕垂直轴 AB 在水平面上转动时，带动方位角读数指标 H 一起转动，方位度盘是固定不动，根据 H 转动的位置可在方位度盘上读取方位角读数。

(3)光学经纬仪的使用

光学经纬仪的使用步骤通常为：架设三脚架、固定经纬仪、水平调整、目镜焦距调整、照明装置调整和定向。

(4)气球位置的确定

气球施放后，利用经纬仪测定气球的仰角和方位角。根据气球匀速上升的速度，计算出气球的几何高度。当观测非匀速的探空气球时，气球高度由探空资料提供。

13.2.3　用测风雷达确定气球的位置

测风雷达可分为一次测风雷达和二次测风雷达。一次测风雷达采用气球下悬挂无源反射体进行定位，无源反射体一般是反射靶；二次测风雷达采用气球下悬挂有源反射体进行定位，有源反射体一般是回答器。

(1)雷达测距原理

雷达发射的电磁波称为主波，被反射靶或回答器等目标物反射或回答的电磁波称为回波，如图 13.10 所示。测量电磁波由雷达到目标物的往返时间 Δt，则气球的斜距 R 为

$$R = \frac{1}{2}c \cdot \Delta t \qquad (13.2.1)$$

式中 $c=3\times10^8$ m/s 为电磁波传播速度，Δt 以微秒为单位时，$R=150\Delta t$ (m)。

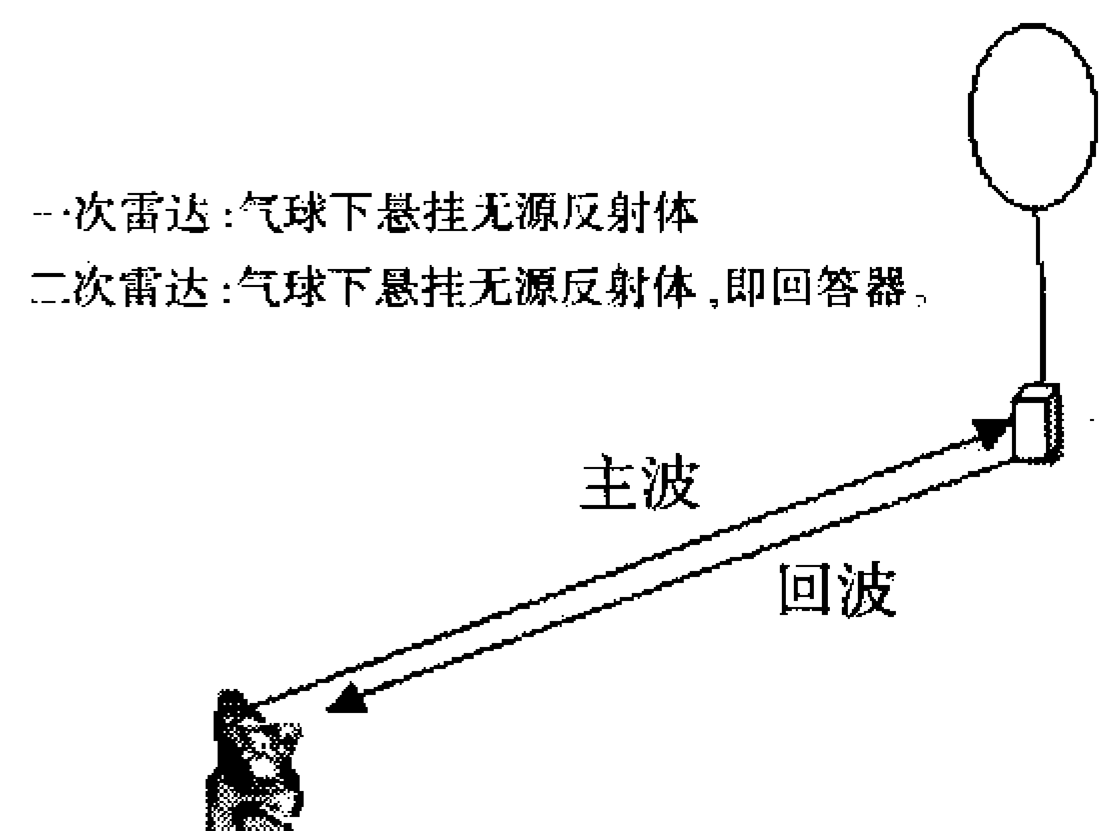


图 13.10　雷达测距原理示意图

Δt 的准确测量是关键。斜距的显示可由测距显示器显示，自动测量的雷达可直接显示斜距值。

(2)雷达测角原理

雷达测定目标物方位是利用雷达天线发射或接收电磁波具有方向性的原理来实现的。雷达天线发射或接收电磁波能量的强弱情况通常可用天线的方向性图来描述，这种图通常称为天线波瓣图，如图 13.11 所示。从发射原点可以引出许多射线与波瓣图相交，原点至交点线段的长短，即为天线在这个方向上发射或接收电磁波能量的能力。波瓣伸得最长的部分称为主瓣，在主瓣方向上发射或接收能量最多。此外，还有伸得较小的部分称之为副瓣和尾瓣，也要发射或接收一部分电磁波能量。通常将两个发射或接收能量等于最大强度 0.707 倍的方向之间的夹角 θ，

称为波瓣宽度。它的大小表示天线发射或接收电磁波方向性的强弱。θ越小，方向性愈强。

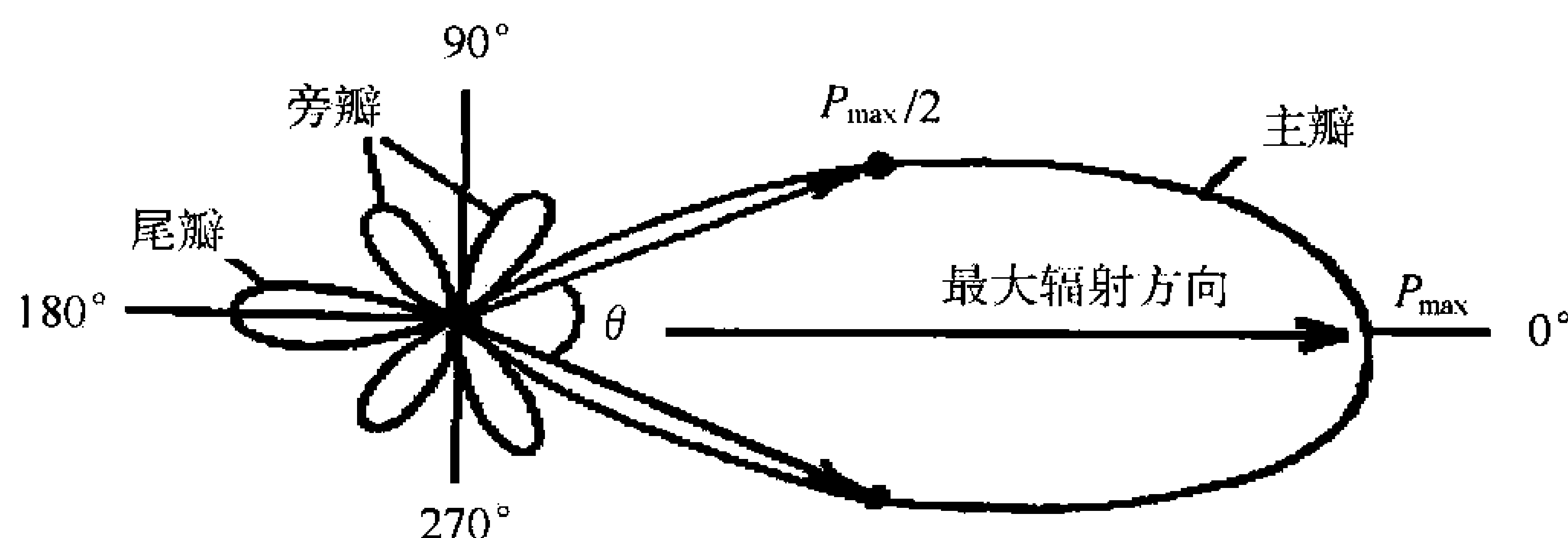


图 13.11 雷达天线波瓣示意图

利用天线的方向性特性来测量目标物仰角、方位角可采用最大信号法、最小信号法和等信号法来实现。

最大信号法：利用天线最大发射或接收方向对准目标物，回波强度最大的特性来实现对目标物的测定。由于目标物偏离最大场强方向时，回波信号变化不明显，所以该方法测量精度不高。

最小信号法：利用天线波瓣图中，变化最陡的部分对准目标物，回波强度最小的特性来测定目标物方向。从理论上讲，这种方法，比最大信号法的定向精度要高。但由于在这个方向上回波起伏大，噪声影响也大，测角精度实际上难以提高，一般不宜使用。

等信号法：利用天线产生的两束对称且有一部分重叠的波束来实现等信号测量。由图 13.12 可见，当用原点 O 与两波束交点 O' 所形成的射线对准目标物时，接收机接收到的两个波束的回波信号强度相等；否则，两波束所接收到的能量之差迅速变化。显然，等信号法的测角精度比最大信号法和最小信号法都要高得多。目前，雷达一般都是采用等信号法来测量目标物仰角、方位角的。

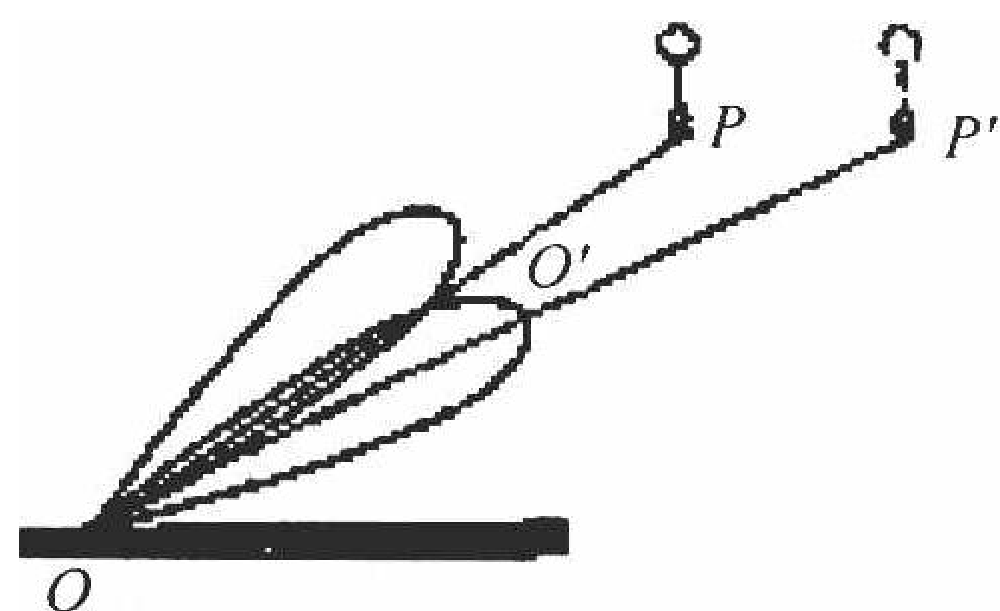


图 13.12 等信号法测量原理图

测风雷达按照角跟踪方式可分为圆锥扫描雷达和隐蔽圆锥扫描雷达；按照天线扫描方式又可分为机械扫描雷达和相控阵电扫描雷达等。目前测风雷达测角方式通常采用顺序波瓣扫描、圆锥扫描和隐蔽圆锥扫描等类型。

顺序波瓣扫描：雷达的天线波瓣在上、下、左、右四个位置顺序偏扫，雷达接收机分别接收在这四个位置上的回波信号，最后采用等信号法测角。引向天线系统每四根为一组，分成上、下、左、右四组。在结构上，四组天线按菱形排列，组成阵列天线阵。

圆锥扫描：圆锥扫描雷达通常采用抛物面天线，由圆锥扫描电机带动天线中间的馈源匀速旋转，使发射波束进行圆锥扫描。波束在作圆锥扫描的过程中，绕着天线轴线旋转，因天线轴向是等信号轴方向，故在扫描过程中这个方向的天线增益始终不变。当天线对准目标时，接收机输出的回波信号为一串等幅脉冲。如果目标偏离等信号轴方向，则在扫描过程中波束最大值旋转在不同位置时，目标有时靠近有时远离天线最大辐射方向，这使得接收的回波信号幅度也产生相应的强弱变化，产生误差角，经角误差鉴别器就能产生一误差电压，误差电压的大小正比于误差角，其极性随偏离方向不同而改变。此误差电压经跟踪系统变换、放大、处理后，控制天线向减小误差角的方向运动，使天线轴线对准目标。

隐蔽圆锥扫描：隐蔽圆锥扫描体制是把单脉冲体制转换为圆锥扫描体制，又称为假单脉冲体制，即把同时波瓣法转化为顺序波瓣法。它有一个与一般振幅和差单脉冲雷达完全相同的馈源及高频和差比较器。发射时与单脉冲雷达相同，向空中辐射一个最大值方向与瞄准轴线一致的针状锐波束。接收时先经和差比较器形成和信号及方位、仰角两路差信号，然后用微波调制方法将两路差信号合并为一合成差信号。最后再利用一个相加器把高频的和信号与合成差信号叠加，得到与圆锥扫描系统一样的调制信号，以后的处理就与圆锥扫描雷达相同了。这种假单脉冲雷达的测角准确度比单脉冲雷达低，但比圆锥扫描雷达的测角准确度要高得多。

雷达测风时，确定气球的位置参数分别为仰角、方位角和斜距。

13.2.4　用无线电经纬仪确定气球位置

无线电经纬仪是利用定向天线，测定无线电探空仪的仰角、方位角。高度由无线电探空仪测量的温、压、湿计算而得。目前使用的无线电经纬仪型号较多，并且许多测风雷达也具备无线电经纬仪功能。图 13.13 所示的是一种车载式无线电经纬仪，车上方为其天线。目前使用的无线电探空仪发射频率一般为 403 MHz 和 1680 MHz 等，其四分之一波长分别为 18.6 cm 和 4.46 cm，因而无线电经纬仪接收天线的尺寸并不大。无线电经纬仪与测风雷达相比，具有功耗低、重量轻、机动性强等优点，特别是没有发射源，适用于机动和电磁隐蔽探测。



图 13.13　车载式无线电经纬仪

无线电经纬仪包括两组天线，每组天线至少包括四个天线单元，其中一组天线

用来测量探空信号的仰角，另一组用来测量探空信号的方位角，两组天线的工作原理相同。以仰角为例分析无线电经纬仪的测角原理。某组天线的四个单元并排排列，保持四分之一波长的距离，如图 13.14 所示。当天线组件板正好对准探空仪的发射方向时，如图 13.14 左所示，即无线电探空仪的信号垂直于天线单元组，因此每个单元天线同时收到探空仪的信号，不产生相位差。天线输出端的四个信号叠加后得到一个最大的功率输出。当探空仪信号偏离天线组件板的法线方向时，如图 13.14 右所示，各个天线单元所收到的信号将处于不同的相位。经处理器计算出信号偏移的大小，控制天线的主轴作一定角度的偏移，使其对准探空仪信号的方向。

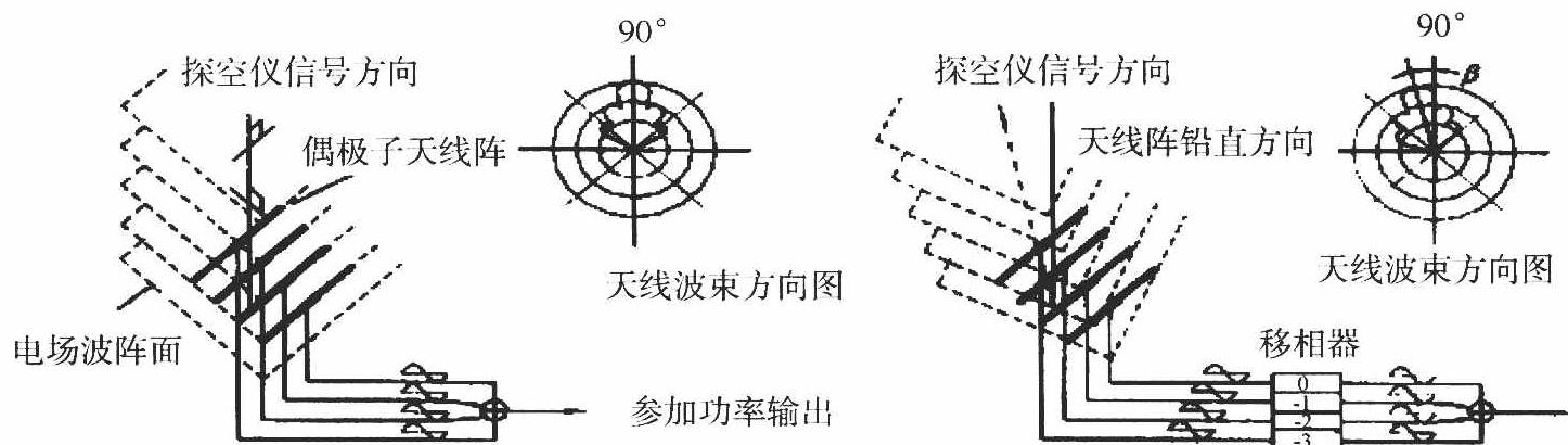


图 13.14　无线电经纬仪测角原理

无线电经纬仪的定位参数为仰角、方位角，高度由探空记录计算而得。

13.2.5　用 GPS 确定气球的位置

(1)GPS 的组成

GPS 由导航卫星网、地面监控系统、GPS 接收设备三大部分组成。

GPS 卫星网由分布在六个轨道面上倾角为 55°的 21 颗工作卫星和 3 颗备用卫星组成，如图 13.15 所示。卫星离地面平均高度 20200 km，每个轨道面分布有 3～4 颗卫星。卫星运行周期为 11 h 58 min。每颗卫星每天约有 5 h 在地平线以上，同时位于地平线以上的卫星随时间和地点而异，最少为 4 颗，最多为 11 颗。

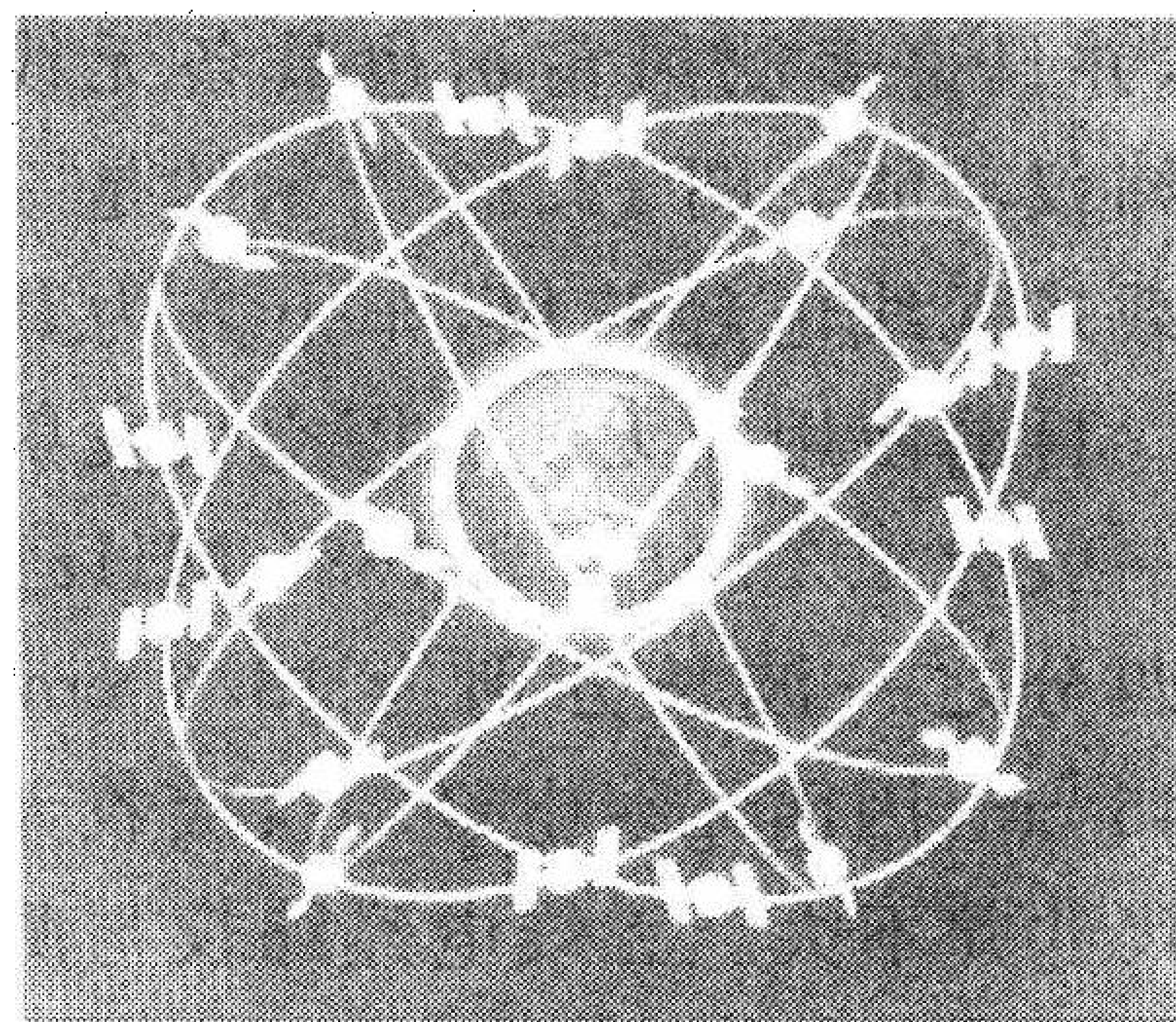


图 13.15　GPS 卫星网

GPS 地面监控系统由一个主控站、三个注入站和五个监测站组成。用于测量和计算每颗卫星的星历，并编成电文发送给卫

星，然后由卫星实时播送给用户。主控站为系统管理和数据处理中心，其主要任务是利用本站及监测站的观测数据推算各卫星的星历、卫星钟差和大气延迟修正参数，提供 GPS 时间基准，并将这些数据传送到注入站，调整偏离轨道的卫星，使之沿预定的轨道运行，启用备用卫星以代替失效的工作卫星。注入站将主控站推算和编制的卫星星历、钟差、导航电文和其他控制指令等注入相应卫星的存储系统，并监测注入信息的正确性。监测站为数据采集中心，配有双频 GPS 接收机、高精度原子钟、环境数据传感器和计算设备，主要任务是对卫星轨道进行观测，为主控站提供各种观测数据。

GPS 用户接收设备包括 GPS 接收机、天线和数据处理设备等。通过接收和处理，可满足导航定位用户的要求。GPS 接收机的原理框图如图 13.16 所示。

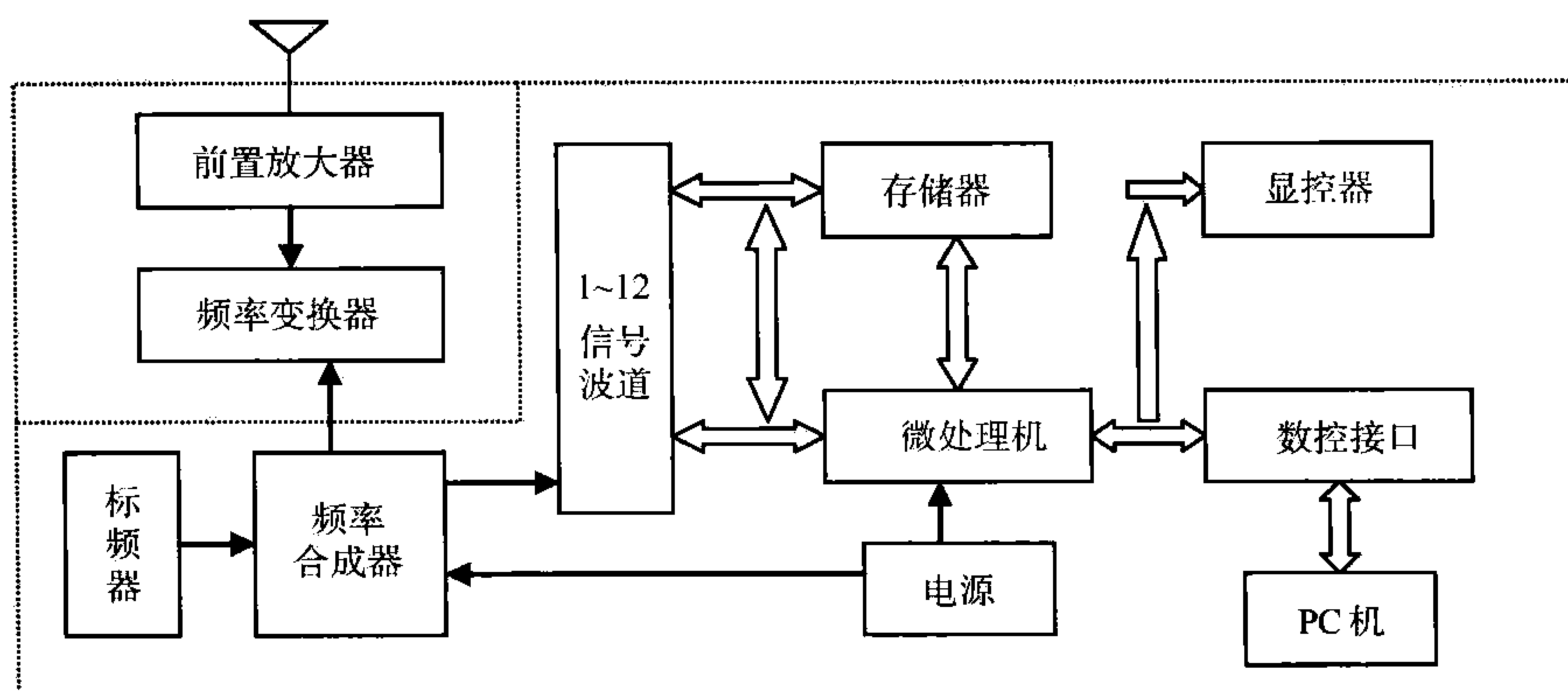


图 13.16　GPS 接收机的原理框图

(2)GPS 定位原理

利用 GPS 全球定位系统进行测风有两种方式，即导航定位测风和多普勒频移测风，这两种测风方式虽然都是利用 GPS 定位系统进行测风，但测风原理是完全不同的。

导航定位测风。由于卫星的时间与本地接收机的时间是不同的，存在一个时钟误差 Δt，加上接收机的三维位置共计四个变量，因此，GPS 接收机需要接收四颗以上的卫星所发射的信号。在地心坐标系中，四颗卫星的坐标为 x_i, y_i, z_i，如图 13.17 所示，设接收机的位置为 x, y, z，对第 i 颗卫星来说，信号发送时间为 t_i，接收机接收信号的时间为 t_i'，则可列出以下方程组

$$\sqrt{(x_1-x)^2+(y_1-y)^2+(z_1-z)^2}=c_0(t_1'-\Delta t-t_1) \quad (13.2.2)$$

$$\sqrt{(x_2-x)^2+(y_2-y)^2+(z_2-z)^2}=c_0(t_2'-\Delta t-t_2) \quad (13.2.3)$$

$$\sqrt{(x_3-x)^2+(y_3-y)^2+(z_3-z)^2}=c_0(t_3'-\Delta t-t_3) \qquad (13.2.4)$$

$$\sqrt{(x_4-x)^2+(y_4-y)^2+(z_4-z)^2}=c_0(t_4'-\Delta t-t_4) \qquad (13.2.5)$$

方程组中，c_0 为电磁波传播速度。通过求解方程组，可得 x,y,z 和 Δt，再计算出高空风。

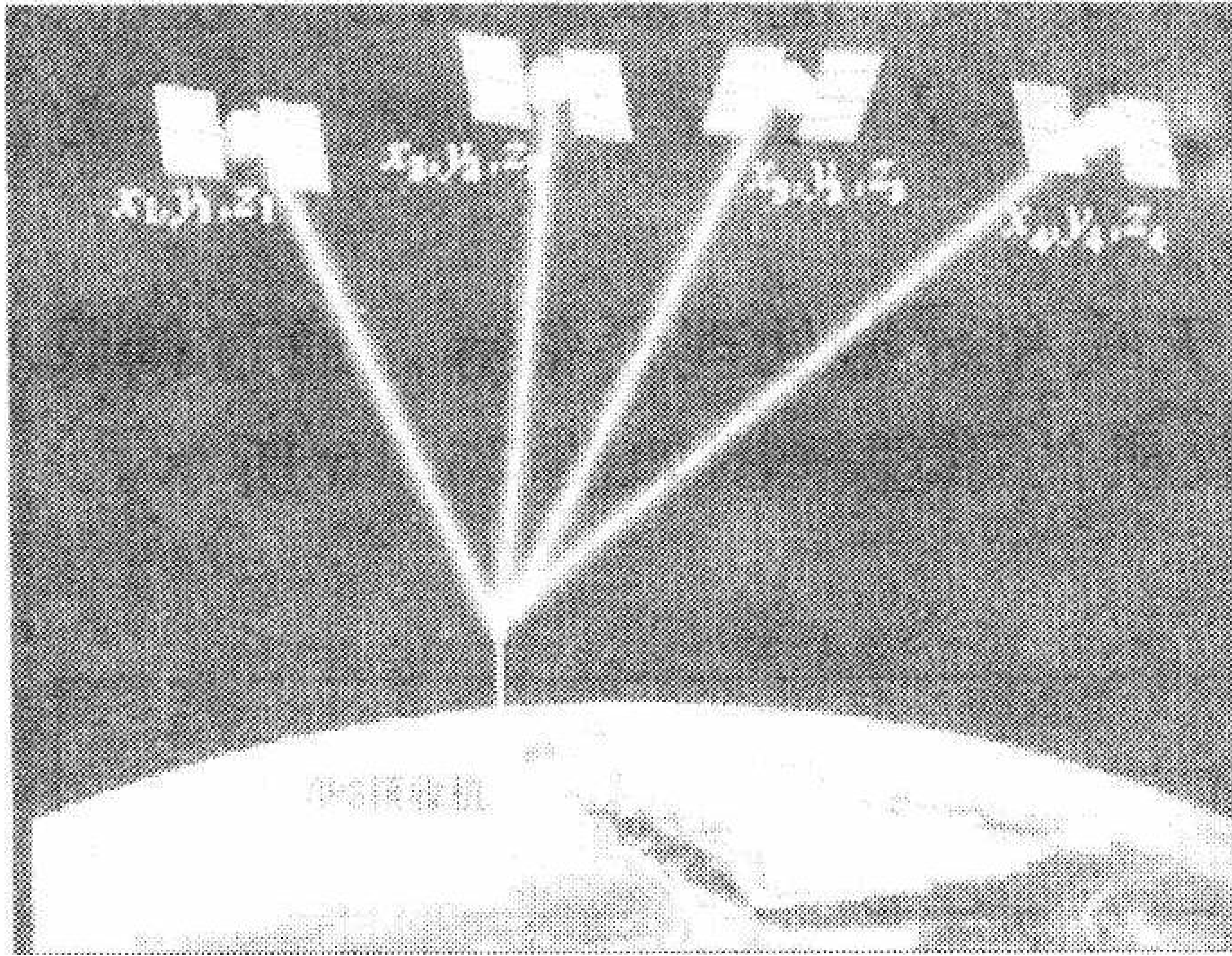


图 13.17　导航定位测风原理图

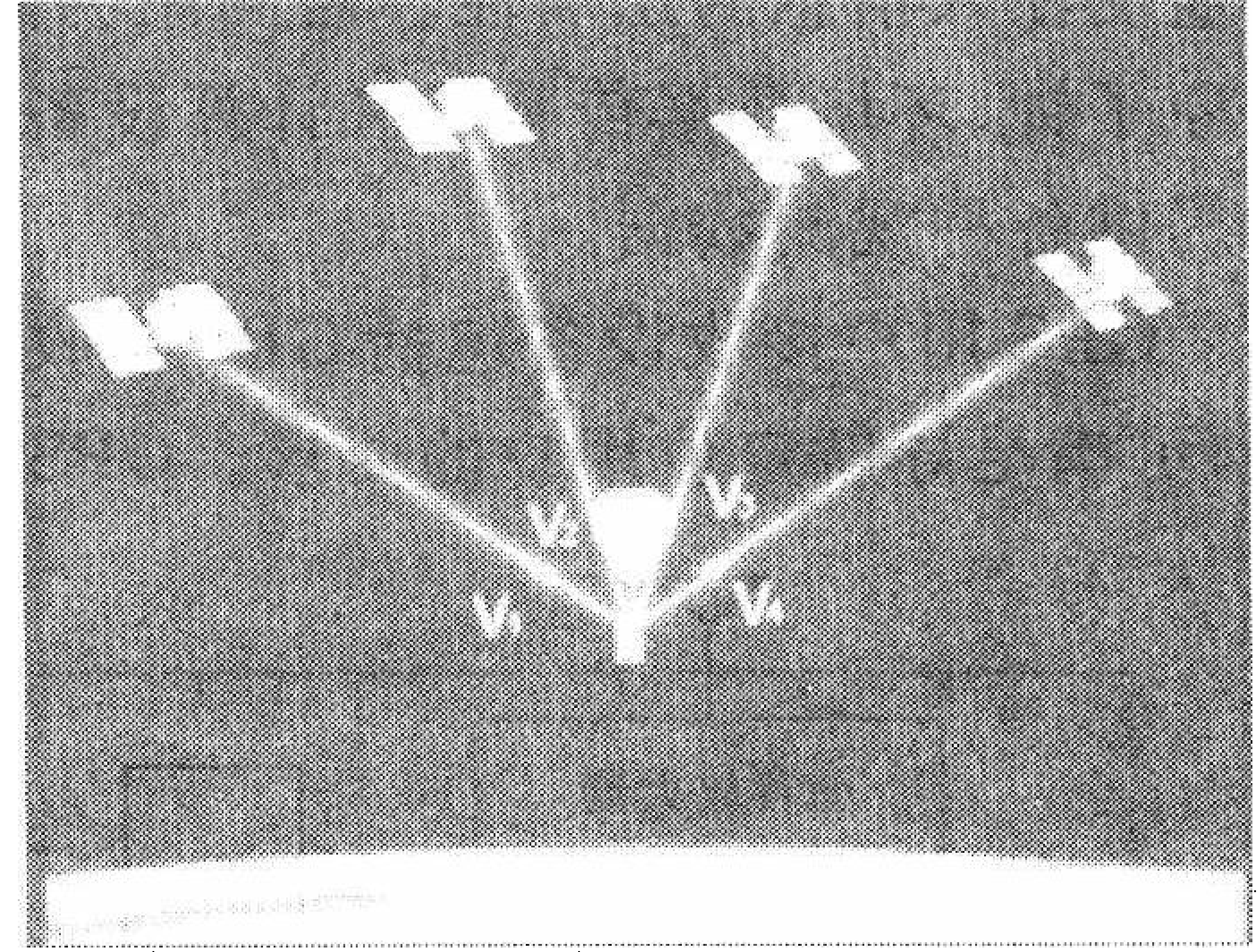


图 13.18　多普勒频移测风原理图

多普勒频移测风。当 GPS 卫星与 GPS 接收机之间产生相对运动时，就会产生多普勒频移。当随气球上升的 GPS 探空仪接收到 GPS 卫星的载波信号时，依据多普勒频移原理可计算出 GPS 探空仪相对于卫星的速度矢量，只要已知 GPS 探空仪相对于四颗卫星的多普勒频移，即可计算出卫星到 GPS 探空仪的方向矢量，如图 13.18 所示。GPS 探空仪的速度可以通过线性方程组(13.2.6)式解算得出

$$\underset{D}{\begin{bmatrix} d_x^1 & d_y^1 & d_z^1 & 1 \\ d_x^2 & d_y^2 & d_z^2 & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ d_x^n & d_y^n & d_z^n & 1 \end{bmatrix}} \underset{V}{\begin{bmatrix} v_x \\ v_y \\ v_z \\ v_t \end{bmatrix}} = \underset{f}{\begin{bmatrix} f^1 \\ f^2 \\ \vdots \\ f^n \end{bmatrix}} \qquad (13.2.6)$$

矩阵 D 的前三列是卫星位置到 GPS 探空仪位置之间距离的方向余弦，矢量 f 为 GPS 探空仪与卫星载波信号之间的多普勒频移，矢量 V 为速度矢量，v_t 是接收机的时钟误差。

13.2.6　用双经纬仪确定气球的位置

双经纬仪基线定位，是把两台测风经纬仪分别安置在已知距离的两个观测点上，同时观测一个气球的运动，同时读取气球的仰角和方位角，并通过三角函数关系计算气球的实际高度。两观测点之间的连线在水平面上的投影称为基线。

双经纬仪基线定位时，两台光学经纬仪的测量准确度应当优于 0.05°；为使计算简单，一般选择两条相互垂直基线，其中一条与盛行的高空风垂直；基线的长度至少要大于所需测风高度的 1/5 或 2/5，基线两端之间无任何障碍物阻挡视线；两观测点之间要有专门的通信联络，保证同时测定气球的仰角、方位角，对提高测高精度极为重要。

基线定位计算气球高度的方法有投影法和矢量法。投影法可根据投影点位置情况又可分为水平投影法和垂直投影法两种，这种计算方法比较复杂，计算误差较大，目前一般采用矢量法。

在实施基线测风架设经纬仪时，两台经纬仪中相对位置在北方的一台对准另一台为 180°，另一台经纬仪对准北方的一台为 0°。气球施放点定为 A 点，另一点为 B 点。正北线与基线的夹角 φ 称为基线方位，这种定向方法称为基线定方位，如图 13.19 所示。在计算风向时，要进行基线方位订正。

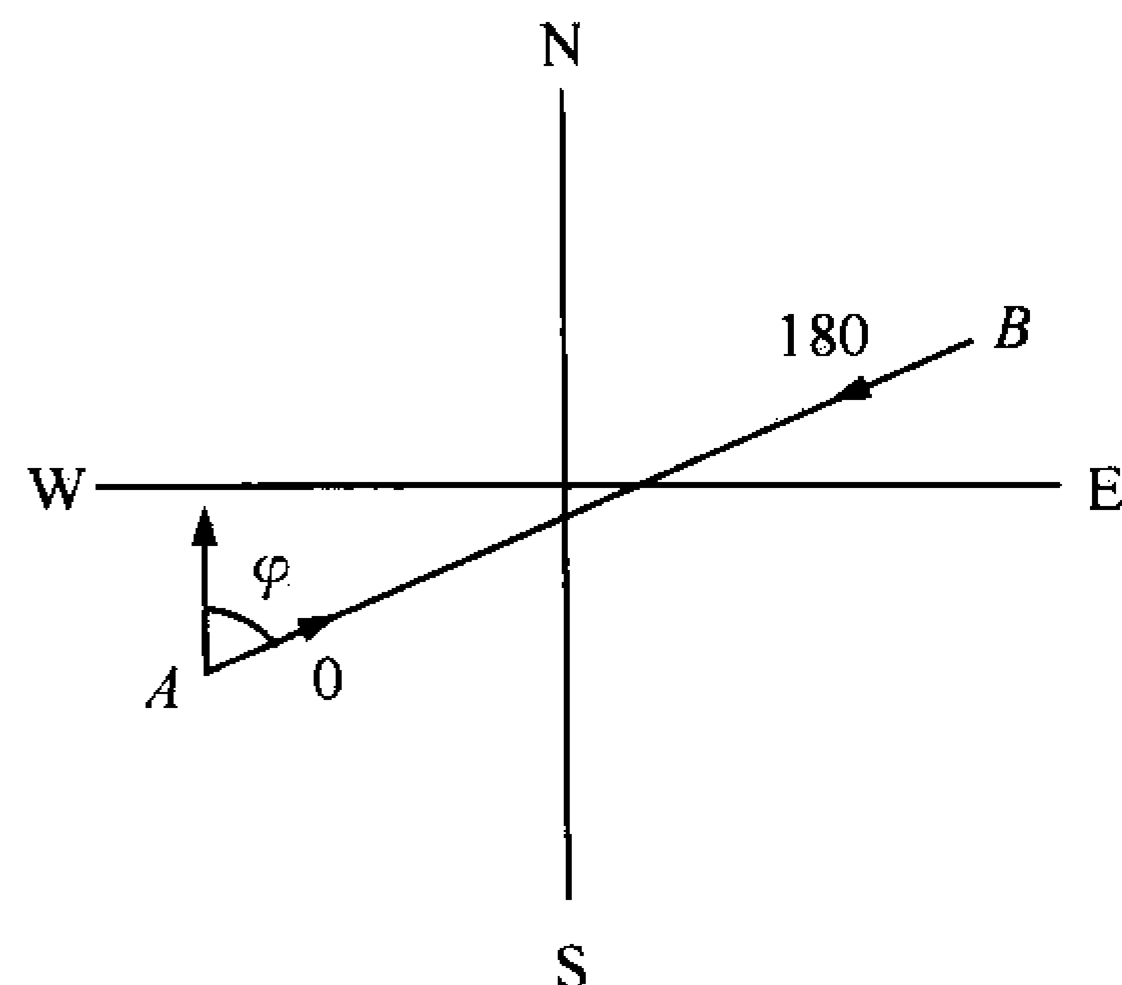


图 13.19　基线定方位方法

双经纬仪测风时，A 点视路径通过 D 点，B 点视路径通过 C 点，上方两个小圆分别表示测量误差范围。DC 分别垂直于 AD 和 BC，气球的实际位置则应在 P 点，如图 13.20 所示。

在计算气球高度时，取两台经纬仪的连线 AB 在水平面上的投影为 x 轴，两台经纬仪的方位角都以 x 轴的正向为零，顺时针方向增大，A 点观测气球的仰角与方位角分别为 δ、α，B 点观测气球的仰角与方位角分别为 γ、β，基线长度为 S，两台经纬仪的高度差为 Δh（B 点海拔高度减去 A 点海拔高度），如图 13.21 所示。由图可知，空间位置矢量为

$$\boldsymbol{AD} = R_1(A_1\boldsymbol{i} + A_2\boldsymbol{j} + A_3\boldsymbol{k}) \tag{13.2.7}$$

$$\boldsymbol{BC} = R_2(B_1\boldsymbol{i} + B_2\boldsymbol{j} + B_3\boldsymbol{k}) \tag{13.2.8}$$

$$\boldsymbol{DC} = R_3(C_1\boldsymbol{i} + C_2\boldsymbol{j} + C_3\boldsymbol{k}) \tag{13.2.9}$$

$$\boldsymbol{AB} = S\boldsymbol{i} + \Delta h\boldsymbol{k} \tag{13.2.10}$$

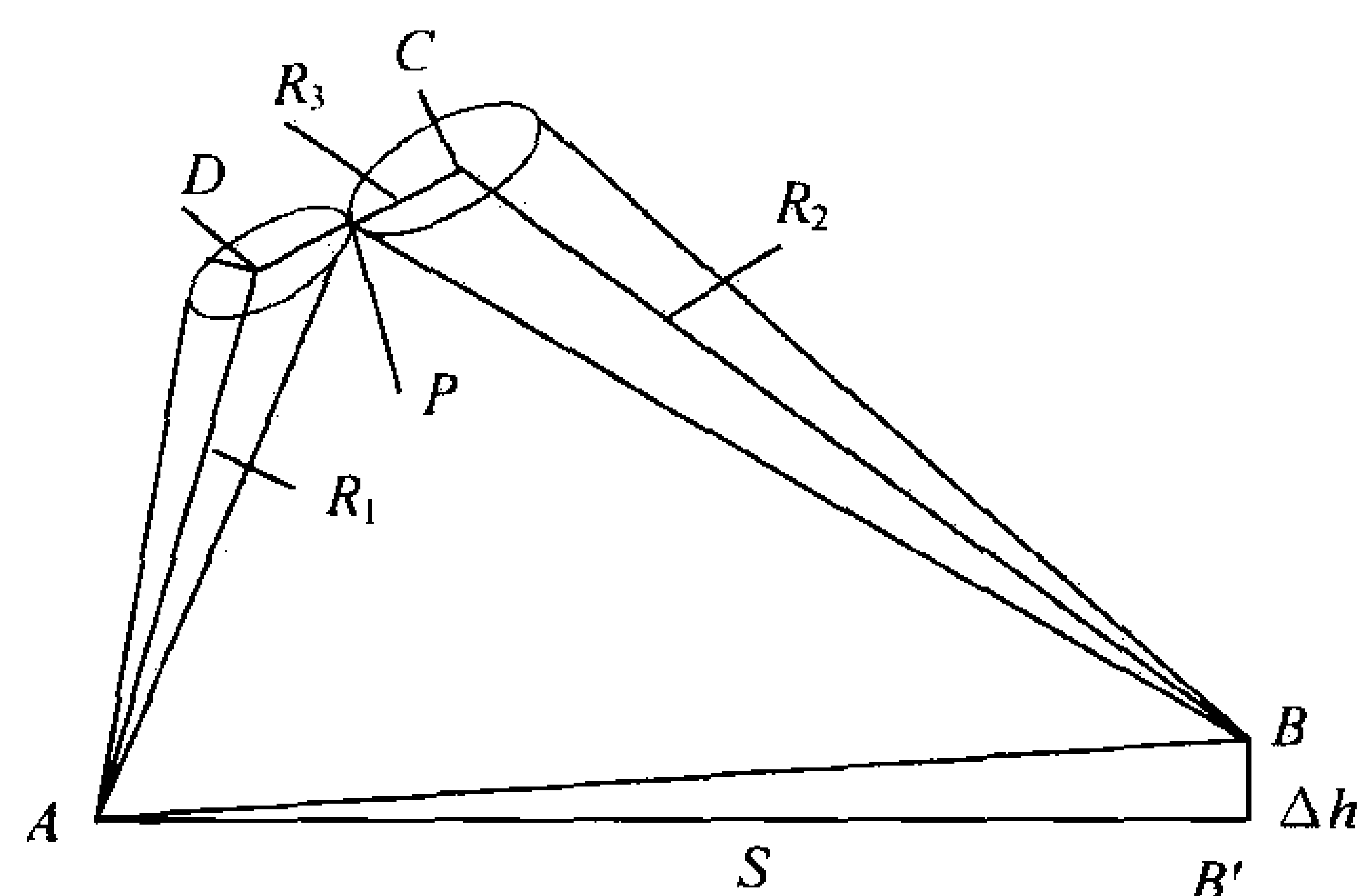


图 13.20 两台经纬仪观测误差示意图

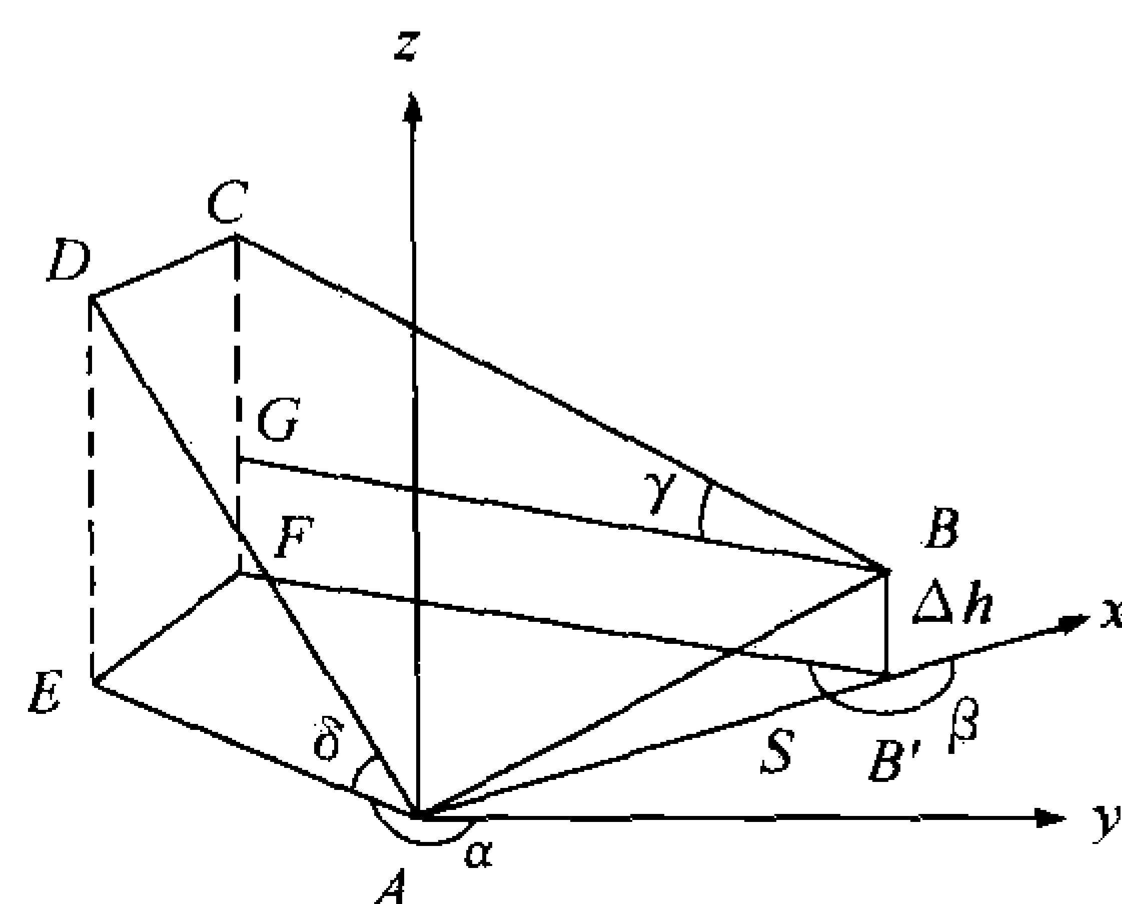


图 13.21 矢量法计算气球高度

方向余弦为

$$A_1 = \cos\delta \cdot \cos\alpha \tag{13.2.11}$$

$$A_2 = \cos\delta \cdot \sin\alpha \tag{13.2.12}$$

$$A_3 = \sin\delta \tag{13.2.13}$$

$$B_1 = \cos\gamma \cdot \cos\beta \tag{13.2.14}$$

$$B_2 = \cos\gamma \cdot \sin\beta \tag{13.2.15}$$

$$B_3 = \sin\gamma \tag{13.2.16}$$

因

$$R_1(A_1\boldsymbol{i} + A_2\boldsymbol{j} + A_3\boldsymbol{k}) \cdot R_3(C_1\boldsymbol{i} + C_2\boldsymbol{j} + C_3\boldsymbol{k}) = 0 \tag{13.2.17}$$

$$R_2(B_1\boldsymbol{i} + B_2\boldsymbol{j} + B_3\boldsymbol{k}) \cdot R_3(C_1\boldsymbol{i} + C_2\boldsymbol{j} + C_3\boldsymbol{k}) = 0 \tag{13.2.18}$$

得

$$A_1C_1 + A_2C_2 + A_3C_3 = 0 \tag{13.2.19}$$

$$B_1C_1 + B_2C_2 + B_3C_3 = 0 \tag{13.2.20}$$

且

$$C_1^2 + C_2^2 + C_3^2 = 1 \tag{13.2.21}$$

联立(13.2.19)、(13.2.20)、(13.2.21)式解得

$$C_1 = \frac{A_3B_2 - A_2B_3}{G} \tag{13.2.22}$$

$$C_2 = \frac{A_1B_3 - A_3B_1}{G} \tag{13.2.23}$$

$$C_3 = \frac{A_2B_1 - A_1B_2}{G} \tag{13.2.24}$$

其中

$$G = \sqrt{(A_3B_2 - A_2B_3)^2 + (A_1B_3 - A_3B_1)^2 + (A_2B_1 - A_1B_2)^2} \tag{13.2.25}$$

由于

$$\boldsymbol{AD} + \boldsymbol{DC} = \boldsymbol{AB} + \boldsymbol{BC}$$

将(13.2. 7)、(13.2. 8)、(13.2. 9)、(13.2.10)矢量表达式代入上式整理后得

$$A_1R_1 - B_1R_2 + C_1R_3 = S \tag{13.2.26}$$

$$A_2R_1 - B_2R_2 + C_2R_3 = 0 \tag{13.2.27}$$

$$A_3R_1 - B_3R_2 + C_3R_3 = \Delta h \tag{13.2.28}$$

解此方程组得

$$R_1 = \frac{S(B_3C_2 - B_2C_3) + \Delta h(C_1B_2 - B_1C_2)}{D} \tag{13.2.29}$$

$$R_2 = \frac{S(A_3C_2 - A_2C_3) + \Delta h(C_1A_2 - A_1C_2)}{D} \tag{13.2.30}$$

$$R_3 = \frac{S(A_3B_2 - A_2B_3) + \Delta h(B_1A_2 - A_1B_2)}{D} \tag{13.2.31}$$

$$D = C_1(A_3B_2 - A_2B_3) + C_2(A_1B_3 - A_3B_1) + C_3(A_2B_1 - A_1B_2) \tag{13.2.32}$$

气球空间位置由 DC 线上 P 点的位置确定，P 点将 DC 内分比为

$$\frac{DP}{CP} = \frac{AD}{BC} = \frac{R_1}{R_2} \quad 或 \quad \frac{DP}{DC} = \frac{DP}{DP + CP} = \frac{R_1}{R_1 + R_2}$$

则

$$\boldsymbol{DP} = \frac{R_1}{R_1 + R_2}\boldsymbol{DC} = \frac{R_1}{R_1 + R_2}[R_3(C_1\boldsymbol{i} + C_2\boldsymbol{j} + C_3\boldsymbol{k})]$$

又

$$\boldsymbol{AP} = \boldsymbol{AD} + \boldsymbol{DP}$$

$$\boldsymbol{AP} = R_1(A_1\boldsymbol{i} + A_2\boldsymbol{j} + A_3\boldsymbol{k}) + \frac{R_1R_3}{R_1 + R_2}(C_1\boldsymbol{i} + C_2\boldsymbol{j} + C_3\boldsymbol{k})$$

因此，气球的空间位置(x, y, z)即可表示为

$$\begin{cases} x = R_1 A_1 + \dfrac{R_1 R_3}{R_1 + R_2} C_1 \\ y = R_1 A_2 + \dfrac{R_1 R_3}{R_1 + R_2} C_2 \\ z = R_1 A_3 + \dfrac{R_1 R_3}{R_1 + R_2} C_3 \end{cases} \tag{13.2.33}$$

当短线 **DC** 的模 $R_3 \geqslant 10$ m 时，由该组测量的坐标数据计算气球高度的误差较大，应当剔除。

13.3　高空风的计算

高空风计算目前一般采用计算机进行。计算项目依据高空气象探测规范的要求，也可根据气象业务部门的需要，通常应进行层风的计算、规定高度风的计算、最大风层的选择、合成风的计算等，还可以根据需要计算弹道风等资料，并将计算的高空风资料编制成高空风探测报告电码，供气象业务部门或其他相关部门使用。

13.3.1　层风的计算

(1)层风的概念

在极坐标系中，气球的空间位置与水平投影点之间的关系如图 13.22 所示。相邻两气球位置的位置矢量 P_iP_{i+1} 称为空间位移，观测点到气球水平投影点之间的直线距离 OC_i 称为水平距离，相邻两气球水平投影点之间的位置矢量 C_iC_{i+1} 称为水平位移。单位时间内气球水平位移的大小称为风速，以 m/s 为单位；水平位移的相反方向称为风向，以“°”为单位。

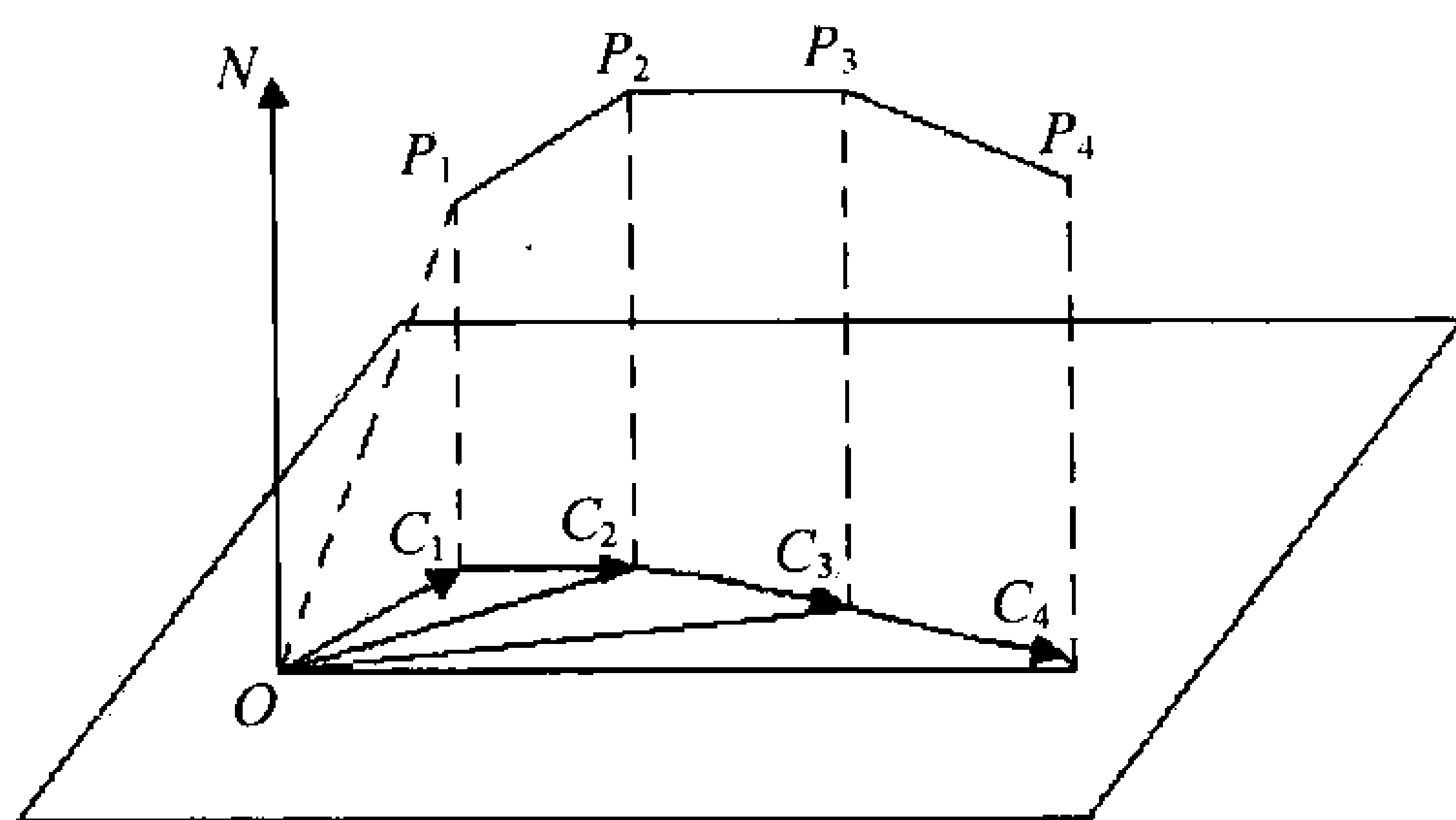


图 13.22　空间位移与水平位移的关系

用于计算气层平均风的气层称为计算层，在计算层内用位移合成的方法求出的气层平均风称为层风。计算层可以采用厚度划分，也可以采用时间划分，气象业务中一般采用时间划分。在 0～20 min，每间隔 1 min 作为一个计算层；20～40 min，每间隔 2 min 作为一个计算层；40 min 以后，每间隔 4 min 作为一个计算层。计算层的平均时间称为计算层时间，计算层的平均高度称为计算层高度。层

风是计算层平均高度(时间)上的风。计算层时间的间隔一般不大于 1 min。

(2)站心坐标系中层风计算的基本公式

以观测点为原点建立直角坐标系，x 轴指向正北，y 轴指向正东，z 轴垂直于 xOy 平面向上，如图 13.23 所示，P_i 为气球在时间 t_i 的空间位置，C_i 为在 xOy 平面上的投影点，Z_i 为气球的几何高度，R_i 为气球的斜距，α_i、δ_i 为气球的方位角和仰角。同理，P_{i+1} 为气球在时间 t_{i+1} 的空间位置。

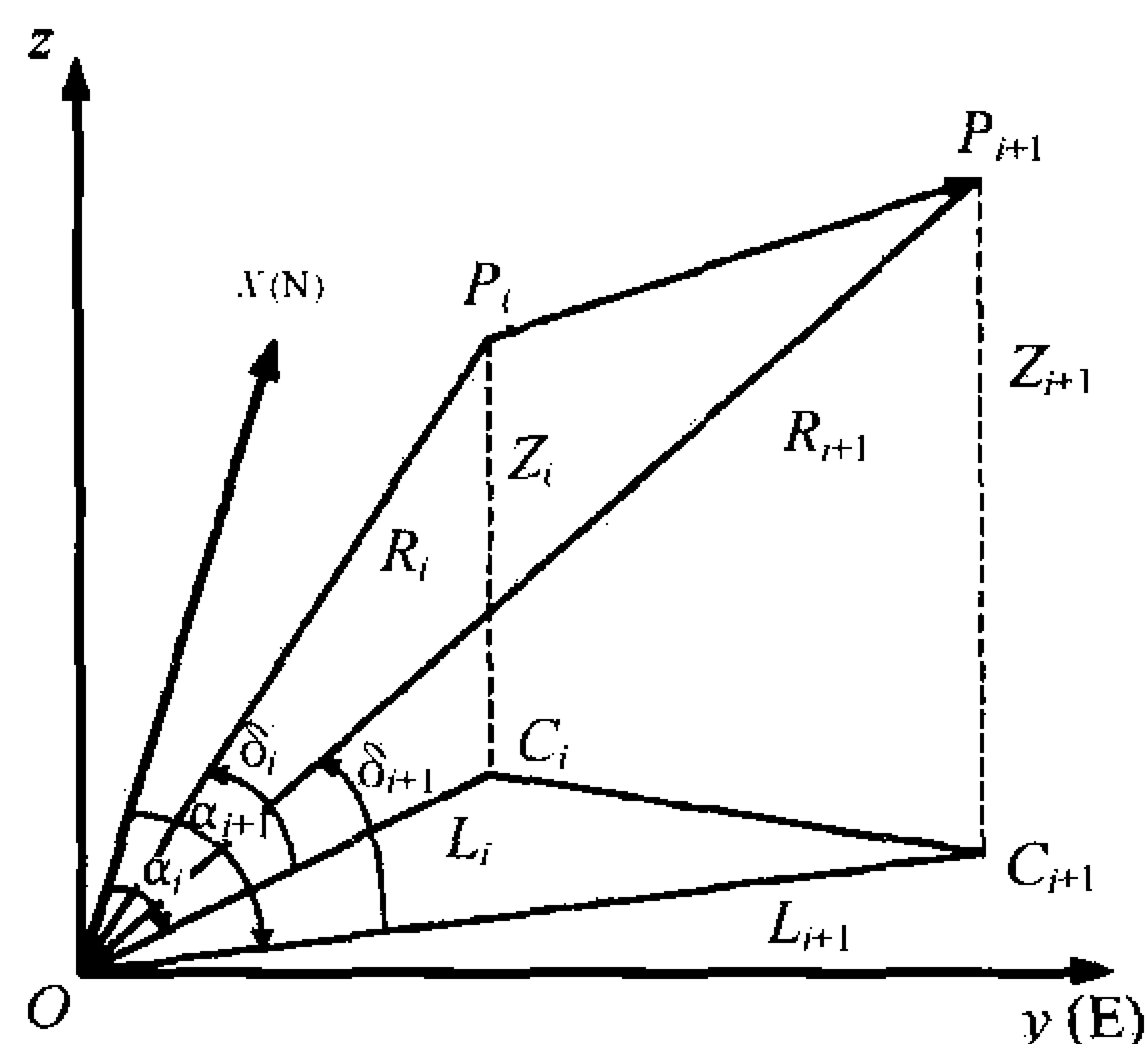


图 13.23　气球空间位置

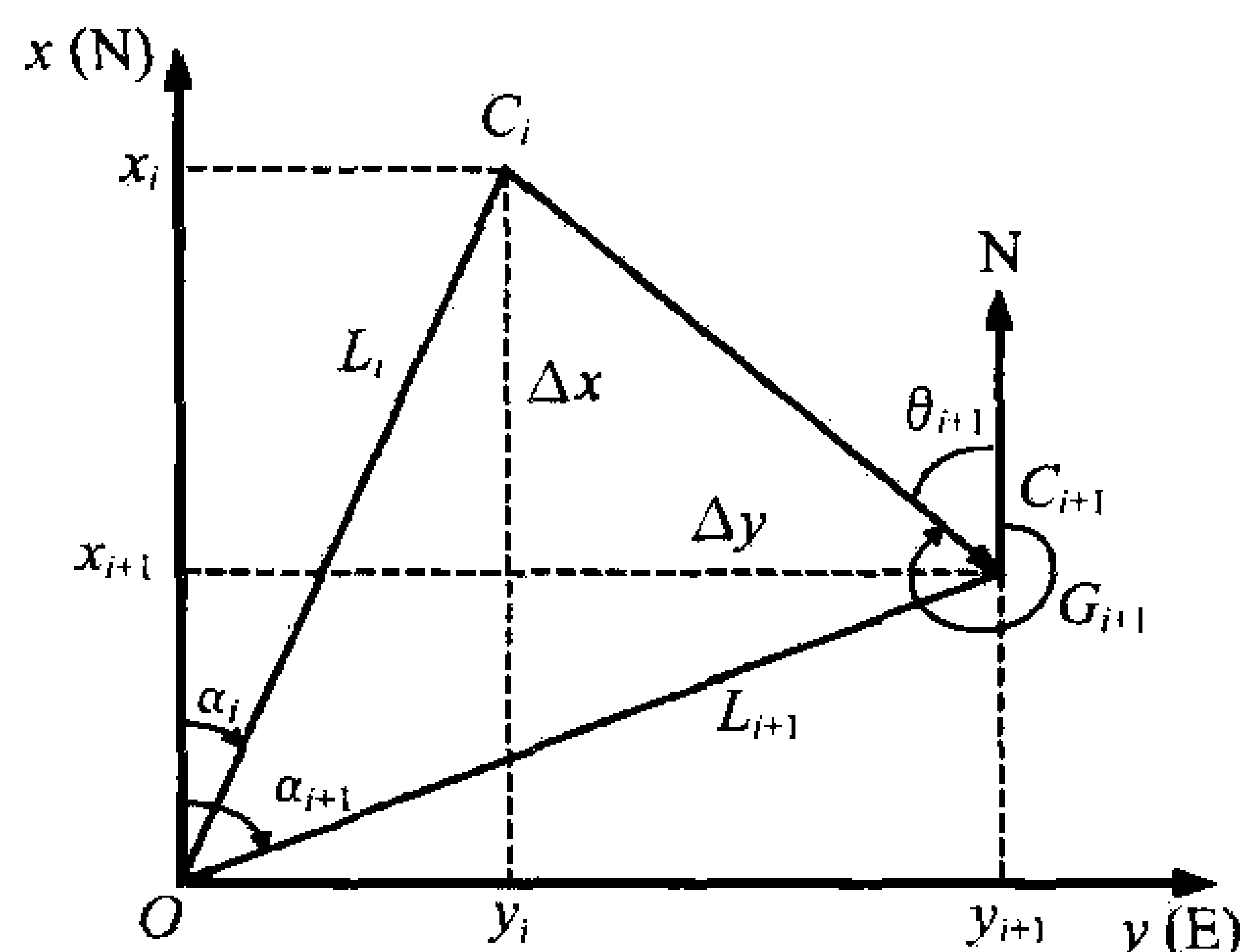


图 13.24　气球水平位置

当采用固定升速 W 时，气球的水平距离可表示为

$$OC_i = Wt_i\cot\delta_i \tag{13.3.1}$$

$$OC_{i+1} = Wt_{i+1}\cot\delta_{i+1} \tag{13.3.2}$$

当采用非固定升速时，气球的水平距离可表示为

$$OC_i = R_i\cos\delta_i \tag{13.3.3}$$

$$OC_{i+1} = R_{i+1}\cos\delta_{i+1} \tag{13.3.4}$$

在图 13.24 中，有

$$x_i = OC_i\cos\alpha_i \tag{13.3.5}$$

$$y_i = OC_i\sin\alpha_i \tag{13.3.6}$$

$$x_{i+1} = OC_{i+1}\cos\alpha_{i+1} \tag{13.3.7}$$

$$y_{i+1} = OC_{i+1}\sin\alpha_{i+1} \tag{13.3.8}$$

$$\Delta x = x_{i+1} - x_i \tag{13.3.9}$$

$$\Delta y = y_{i+1} - y_i \tag{13.3.10}$$

层风的风速为

$$V_{i+1} = \frac{\sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2}}{60(t_{i+1} - t_i)} \tag{13.3.11}$$

层风的风向为：

当 $\Delta x > 0$ 时：

$$G_{i+1} = 180 + \arctan \frac{\Delta y}{\Delta x} \tag{13.3.12}$$

当 $\Delta x < 0, \Delta y \geqslant 0$ 时：

$$G_{i+1} = 360 + \arctan \frac{\Delta y}{\Delta x} \tag{13.3.13}$$

当 $\Delta x < 0, \Delta y < 0$ 时：

$$G_{i+1} = \arctan \frac{\Delta y}{\Delta x} \tag{13.3.14}$$

当 $\Delta x = 0, \Delta y > 0$ 时：

$$G_{i+1} = 270 \tag{13.3.15}$$

当 $\Delta x = 0, \Delta y < 0$ 时：

$$G_{i+1} = 90 \tag{13.3.16}$$

当 $\Delta x = 0, \Delta y = 0$ 时：

$$G_{i+1} = C(\text{静风}) \tag{13.3.17}$$

(3)地心坐标系中层风计算的基本公式

站心坐标系中层风计算的方法是将气球位置投影到通过测站的水平面上，根据单位时间内相邻时刻气球的水平位移求取层风。根据天气学的要求，规定高度风、规定标准气压层风和最大风层等资料的高度是以位势高度表示的，位势高度垂直于地球表面。

由此可见，层风计算的坐标系与规定高度风、规定标准气压层风和最大风层等资料计算的坐标系不一致，即层风是在站心坐标系中进行计算的，而规定高度风、规定标准气压层风和最大风层等资料是在以地球质心中心为原点的地心坐标系中进行计算的，两者存在一定的差异，且概念也不一样。另外，对于 GPS 定位测风而言，GPS 对气球定位的参数是地心坐标系中的经度、纬度和高度(或气压高度)等，根据传统的层风计算方法，应将地心坐标系中的经度、纬度和高度向站心坐标系中转换，再进行高空风的计算。从概念上讲，层风与规定高度风应该在同一坐标系中进行计算。

气球在某一时刻的空间位置 P 如图 13.25 所示，图中 O 为地球中心，O' 为测

站位置，R_e 为地球的平均半径，h_0 为测站海拔高度，δ 为气球的仰角，Z 为气球的几何高度，$\overline{PB}$为气球的位势高度 H，Z'为位势高度 H 对应的几何高度，R 为气球的斜距。

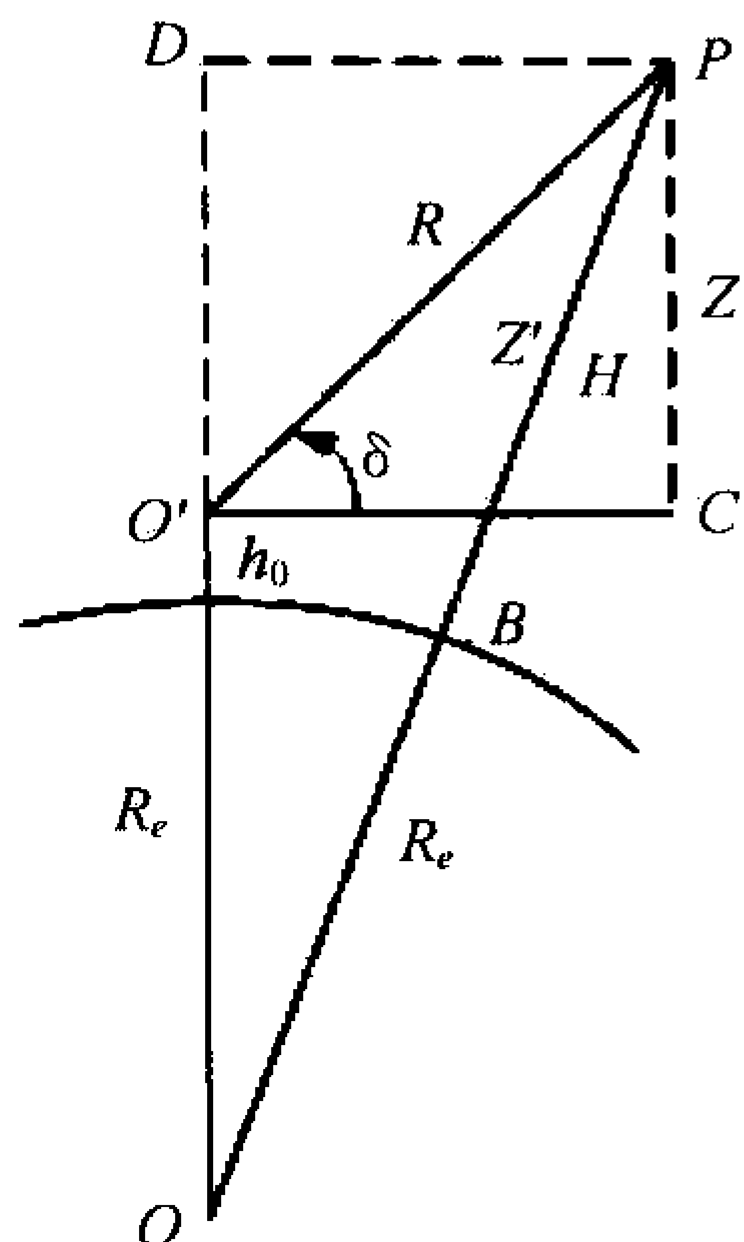


图 13.25　地球曲率对高度的影响

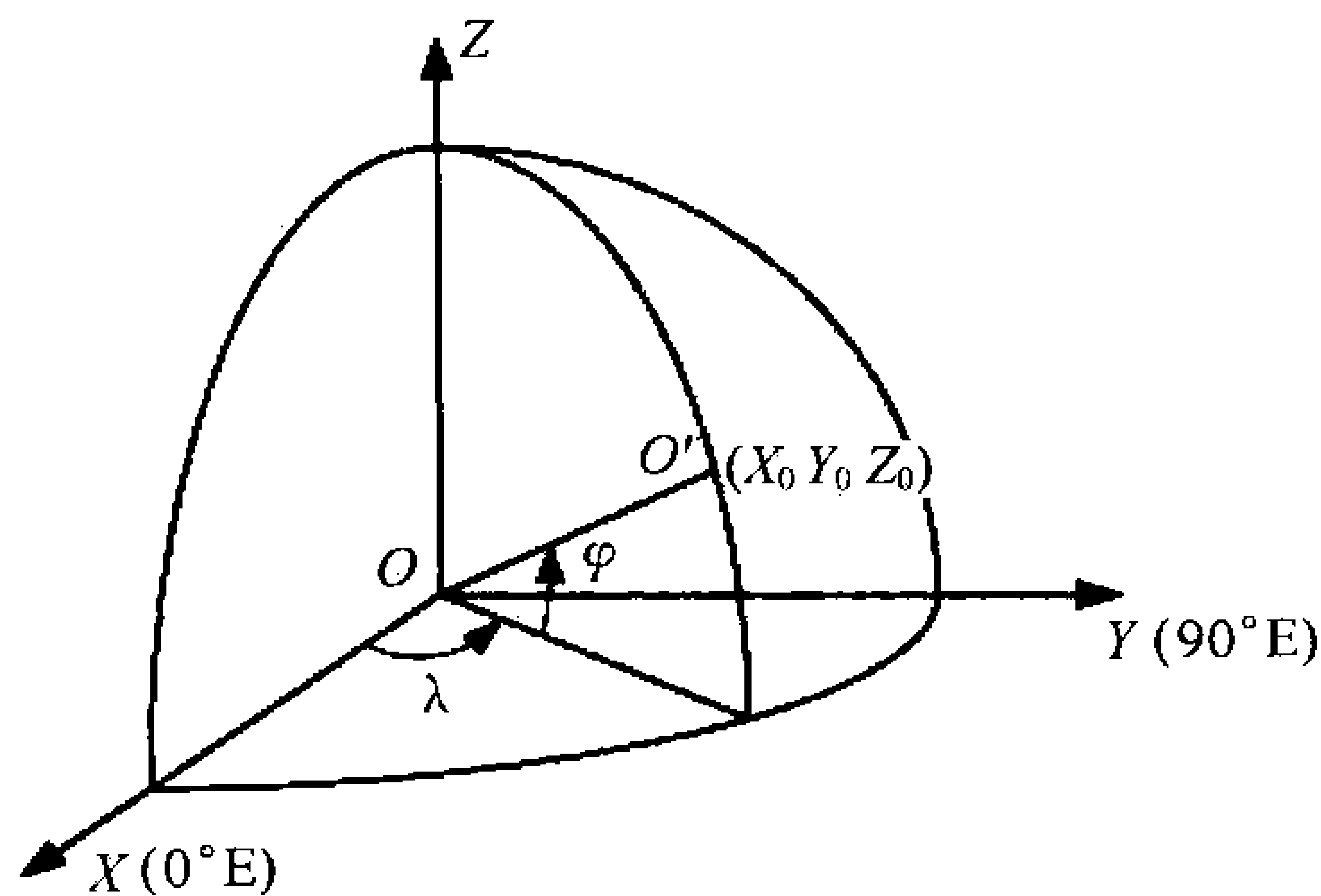


图 13.26　地心坐标系

地心坐标系采用 WGS-84 坐标系，即原点与地球质心重合，X 轴指向 0°大地子午线与赤道的交点，Z 轴指向协议地球北极，Y 轴指向东经 90°大地子午线与赤道的交点，组成右手系直角坐标，如图 13.26 所示。O'为测站在地球表面的位置，它在地心坐标系中的位置(X_0，Y_0，Z_0)可表示为

$$\begin{cases} X_0 = (N + h_0)\cos\varphi\cos\lambda \\ Y_0 = (N + h_0)\cos\varphi\sin\lambda \\ Z_0 = [(N(1 - e^2) + h_0]\sin\varphi \end{cases} \tag{13.3.18}$$

$$N = \frac{a}{\sqrt{1 - e^2\sin^2\varphi}}$$

$$e^2 = \frac{a^2 - b^2}{a^2}$$

式中 N 为地球的曲率半径(m)；e 为地球的偏心率；φ，λ 分别为测站的纬度与经度；a，b 为地球的长半轴和短半轴，其中：

$$\begin{cases} a = 6378137 \text{ m} \\ b = 6356752.3142 \text{ m} \\ e^2 = 0.00669437999013 \end{cases}$$

站心坐标系原点 O' 与观测点重合，X' 轴指向正北，Y' 轴指向正东，Z' 轴垂直地面指向天顶，组成左手系直角坐标，如图 13.27 所示。气球某一时刻的坐标位置 $P'(X_i', Y_i', Z_i')$ 与观测到的仰角、方位角和斜距值 $(\delta_i, \alpha_i, R_i)$ 的转换方法为

$$\begin{cases} X_i' = R_i\cos\delta_i\cos\alpha_i \\ Y_i' = R_i\cos\delta_i\sin\alpha_i \\ Z_i' = R_i\sin\delta_i \end{cases} \tag{13.3.19}$$

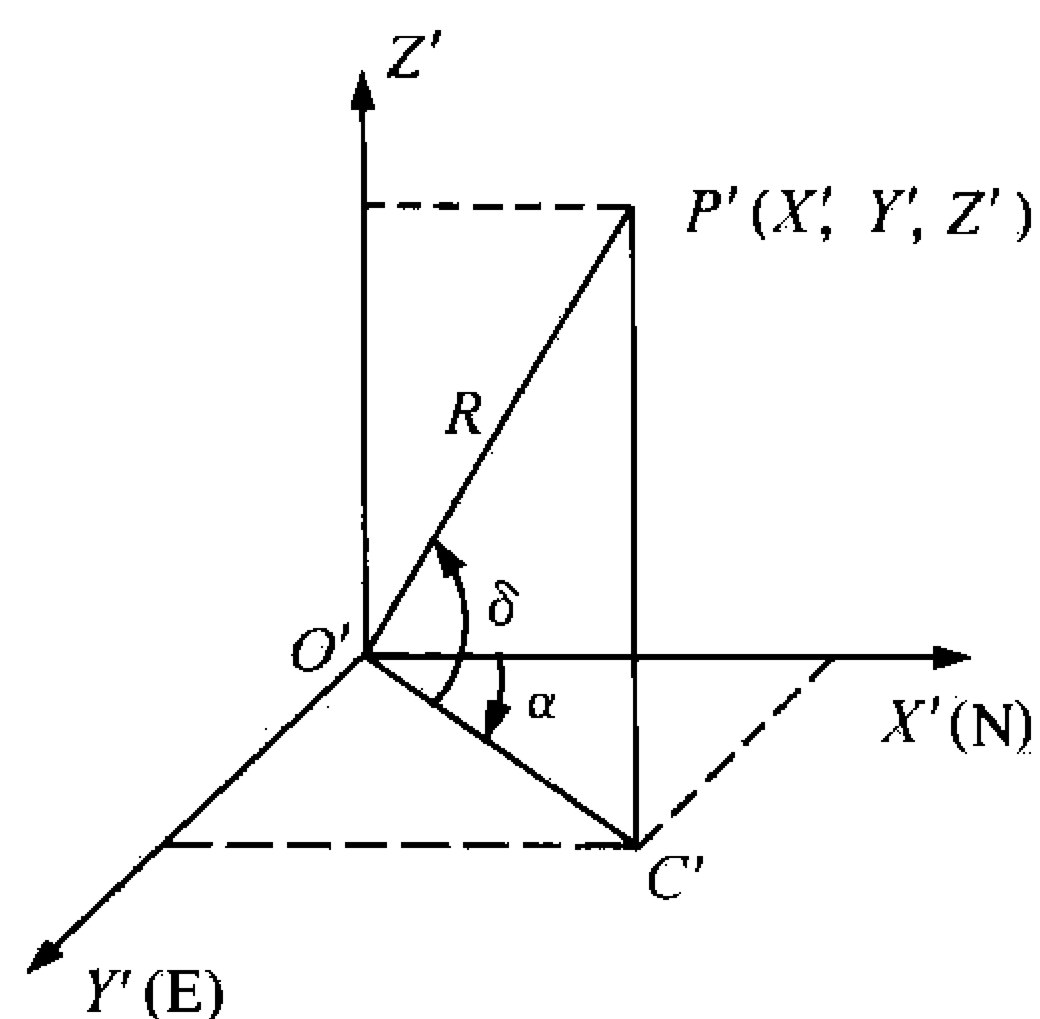


图 13.27　站心坐标系

站心坐标系坐标转换成地心坐标系坐标

$$\begin{cases} X_i = -X_i'\cos\lambda\sin\varphi - Y_i'\sin\lambda + Z_i'\cos\varphi\cos\lambda + X_0 \\ Y_i = -X_i'\sin\lambda\sin\varphi + Y_i'\cos\lambda + Z_i'\cos\varphi\sin\lambda + Y_0 \\ Z_i = X_i'\cos\varphi + Z_i'\sin\varphi + Z_0 \end{cases} \tag{13.3.20}$$

地心坐标系坐标转换成站心坐标系坐标

$$\begin{cases} X_i' = -(X_i - X_0)\cos\lambda\sin\varphi - (Y_i - Y_0)\sin\lambda\sin\varphi + (Z_i - Z_0)\cos\varphi \\ Y_i' = -(X_i - X_0)\sin\lambda + (Y_i - Y_0)\cos\lambda \\ Z_i' = (X_i - X_0)\cos\varphi\cos\lambda + (Y_i - Y_0)\cos\varphi\sin\lambda + (Z_i - Z_0)\sin\varphi \end{cases} \tag{13.3.21}$$

气球在浮力、重力、空气阻力和风力的作用下，既作上升运动也作水平运动。浮力垂直于地面而指向天顶，重力始终指向地心，若在不考虑气球的上升运动时，气球在空间的水平运动是沿等位势面运动的，因此，气球在风力的作用下所产生的水平位移是平行于地球表面的一段弧线，如图 13.28 所示。

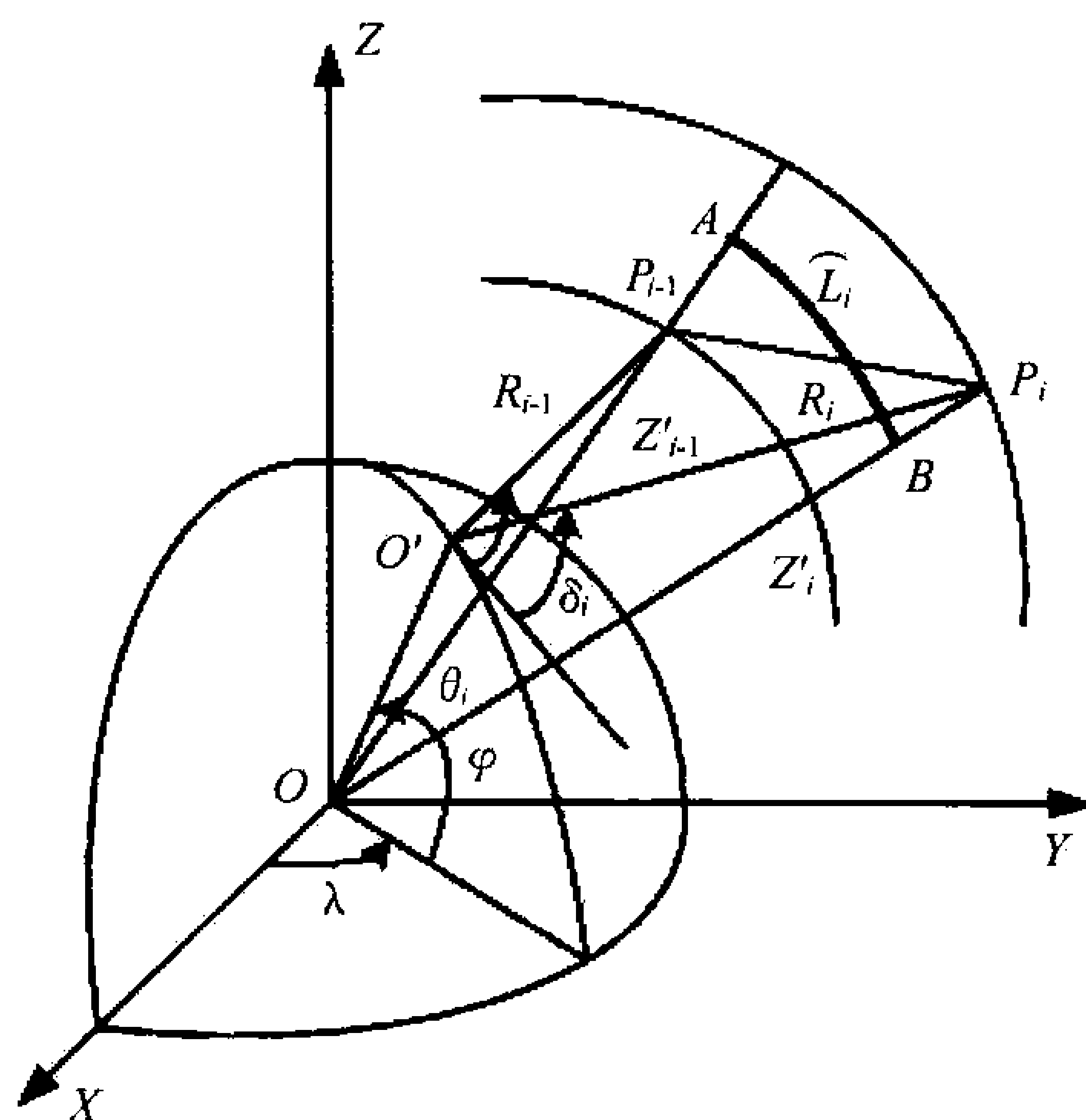


图 13.28　地心坐标系中气球的水平位移

气球 t_{i-1} 时刻位于 P_{i-1} 位置，t_i 时刻位于 P_i 位置，站心坐标系中所测的仰角分别为 δ_{i-1} 和 δ_i，斜距分别为 R_{i-1} 和 R_i，气球位置 P_{i-1}、P_i 相对于地球表面的几何高度分别为 Z_{i-1}' 和 Z_i'，气球由 P_{i-1} 位

置移动到 P_i 位置时，产生平行于地球圆弧表面的平均位移为 $\widehat{L}_i$，θ_i 为矢量 $\boldsymbol{OP}_{i-1}$ 与 $\boldsymbol{OP}_i$ 的夹角（弧度），则 $\widehat{L}_i$ 为

$$\widehat{L}_i = \left(R_e + \frac{Z'_{i-1} + Z'_i}{2}\right)\theta_i \tag{13.3.22}$$

其中

$$R_e = 6371229$$

$$Z'_i = \sqrt{R_e^2 + R_i^2 + 2R_iR_e\sin\delta_i + 2R_ih_0\sin\delta_i + 2R_eh_0 + h_0^2} - R_e$$

$$\theta_i = \arccos\frac{X_{i-1}X_i + Y_{i-1}Y_i + Z_{i-1}Z_i}{\sqrt{X_{i-1}^2 + Y_{i-1}^2 + Z_{i-1}^2}\cdot\sqrt{X_i^2 + Y_i^2 + Z_i^2}}$$

依据气球在站心坐标系中各个时刻位置观测值（δ_i,α_i,R_i），利用（13.3.19）式计算出站心坐标系中对应的直角坐标（X'_i,Y'_i,Z'_i）。再依据测站位置 O'、气球的空间位置 P_i，利用（13.3.20）式，将（X'_i,Y'_i,Z'_i）转换成地心坐标系中的直角坐标 $O'(X_0,Y_0,Z_0)$、$P_i(X_i,Y_i,Z_i)$，然后计算由地心指向各气球位置的矢量 $\boldsymbol{OO'}$、…、$\boldsymbol{OP}_i$ 的方向余弦

$$\begin{cases}\cos\alpha_0 = \dfrac{X_0}{\sqrt{X_0^2 + Y_0^2 + Z_0^2}} & \cdots \quad \cos\alpha_i = \dfrac{X_i}{\sqrt{X_i^2 + Y_i^2 + Z_i^2}} \\ \cos\beta_0 = \dfrac{Y_0}{\sqrt{X_0^2 + Y_0^2 + Z_0^2}} & \cdots \quad \cos\beta_i = \dfrac{Y_i}{\sqrt{X_i^2 + Y_i^2 + Z_i^2}} \\ \cos\gamma_0 = \dfrac{Z_0}{\sqrt{X_0^2 + Y_0^2 + Z_0^2}} & \cdots \quad \cos\gamma_i = \dfrac{Z_i}{\sqrt{X_i^2 + Y_i^2 + Z_i^2}}\end{cases} \tag{13.3.23}$$

由于相同方向矢量的方向余弦是相同的，相邻两气球的位置矢量 $\boldsymbol{P}_{i-1}\boldsymbol{P}_i$ 投影到平行于地球表面的平均弧线 $\widehat{L}_i$ 两端点 $A(X_{i-1}^+、Y_{i-1}^+、Z_{i-1}^+)$、$B(X_i^-、Y_i^-、Z_i^-)$ 的位置坐标分别为

$$\begin{cases}X_{i-1}^+ = \left(\sqrt{X_{i-1}^2 + Y_{i-1}^2 + Z_{i-1}^2} + \dfrac{Z'_i - Z'_{i-1}}{2}\right)\cos\alpha_{i-1} \\ Y_{i-1}^+ = \left(\sqrt{X_{i-1}^2 + Y_{i-1}^2 + Z_{i-1}^2} + \dfrac{Z'_i - Z'_{i-1}}{2}\right)\cos\beta_{i-1} \\ Z_{i-1}^+ = \left(\sqrt{X_{i-1}^2 + Y_{i-1}^2 + Z_{i-1}^2} + \dfrac{Z'_i - Z'_{i-1}}{2}\right)\cos\gamma_{i-1} \\ X_i^- = \left(\sqrt{X_i^2 + Y_i^2 + Z_i^2} - \dfrac{Z'_i - Z'_{i-1}}{2}\right)\cos\alpha_i \\ Y_i^- = \left(\sqrt{X_i^2 + Y_i^2 + Z_i^2} - \dfrac{Z'_i - Z'_{i-1}}{2}\right)\cos\beta_i \\ Z_i^- = \left(\sqrt{X_i^2 + Y_i^2 + Z_i^2} - \dfrac{Z'_i - Z'_{i-1}}{2}\right)\cos\gamma_i\end{cases} \tag{13.3.24}$$

则风速的表达式为

$$V_i = \frac{\widehat{L}_i}{60(t_i - t_{i-1})} \tag{13.3.25}$$

由于风向是相对于站心坐标系而言的，因此应将 A、B 两点对应的地心坐标系坐标$(X_{i-1}^{+}, Y_{i-1}^{+}, Z_{i-1}^{+})$与$(X_i^{-}, Y_i^{-}, Z_i^{-})$，使用(13.3.21)式转换到站心坐标系中为$(X_{i-1}'^{+}, Y_{i-1}'^{+}, Z_{i-1}'^{+})$与$(X_i'^{-}, Y_i'^{-}, Z_i'^{-})$，按(13.3.26)和(13.3.27)式计算出站心坐标系中 A、B 两点组成的位置矢量的位移

$$\Delta X = X_i'^{-} - X_{i-1}'^{+} \tag{13.3.26}$$

$$\Delta Y = Y_i'^{-} - Y_{i-1}'^{+} \tag{13.3.27}$$

然后利用(13.3.12)—(13.3.17)式计算出风向 G_i。

(4)气球高度的计算

气球在上升的过程中，在风力的作用下作相应的水平运动，由于地球曲率的影响，使气球的几何高度发生变化，由 Z 变为 Z'。另外，由探空仪测量的温、压、湿计算而得的气球高度是位势高度 H，与几何高度之间存在一定的差异。

气球位势高度与几何高度的转换公式为

$$Z' = \frac{r_\varphi H}{\frac{g_{0\varphi}}{g_n} r_\varphi - H} \tag{13.3.28}$$

$$H_i = \frac{r_\varphi Z_i'}{r_\varphi + Z_i'} \frac{g_{0\varphi}}{g_n} \tag{13.3.29}$$

其中

$$r_\varphi = \frac{2g_{0\varphi}}{3.085462 \times 10^{-6} + 2.27 \times 10^{-9} \cos 2\varphi} \tag{13.3.30}$$

$$g_{0\varphi} = 9.80616(1 - 0.0026373\cos 2\varphi + 0.0000059\cos^2 2\varphi) \tag{13.3.31}$$

式中 H_i 为气球的位势高度(gpm)；Z_i 为气球的几何高度(m)；Z'为位势高度 H_i 对应的几何高度(m)；r_φ 为纬度为 φ 处的地球半径标定值(m)；$g_{0\varphi}$为纬度为 φ 海平面处的重力加速度(m/s^2)；g_n 为标准重力加速度(9.80665 m/s^2)；φ 为测站的地理纬度(°)；R_e 为地球的平均半径，取 6371229 m。

由图 13.25 可知，已知气球斜距时计算气球的位势高度对应的几何高度。在$\triangle OO'P$ 中，根据余弦定理，有

$$(Z_i' + R_e)^2 = R_i^2 + (R_e + h_0)^2 - 2R_i(R_e + h_0)\cos(90 + \delta_i) \tag{13.3.32}$$

经整理后得

$$Z_i' = \sqrt{R_e^2 + R_i^2 + h_0^2 + 2R_e h_0 + 2R_i R_e \sin\delta_i + 2R_i h_0 \sin\delta_i} - R_e \tag{13.3.33}$$

雷达单测风时，气球的位势高度对应的几何高度为

$$Z_i' = R_i \sin\delta_i - \frac{R_i^2 \cos^3\delta_i}{8R_e} + \frac{R_i^2 \cos^2\delta_i}{2R_e} \tag{13.3.34}$$

(13.3.34)式中，第一项为气球相对于测站的几何高度 Z，第二项为大气折射订正项，第三项为地球曲率订正项。

(5)大气折射订正

对于无线电经纬仪或者雷达测风，由于电磁波在大气中传播时，受到大气折射的影响，因此，在进行高空风计算时，应根据同时次探测的温、压、湿资料对大气折射引起的仰角和斜距测量误差进行修正。

大气折射率差和大气折射率按(13.3.35)式和(13.3.36)式计算

$$N = \frac{77.6}{T}\left(p + \frac{4810E(t)}{T}U\right) \tag{13.3.35}$$

$$n = 1 + N \times 10^{-6} \tag{13.3.36}$$

式中 N 为气球所在高度的大气折射率差；n 为大气折射率；$T,p,E(t),U$ 分别为气球所在高度的气温(K)、气压(hPa)、饱和水汽压(hPa)和相对湿度(%)，由探空仪进行测量。

设大气是球面分层，折射率仅随高度变化，则大气折射率对方位角测量没有影响，只考虑仰角和斜距测量的误差。大气折射率分布如图 13.29 所示，n_0，n 分别为地面和高度 Z'处的大气折射率，O'为地球中心，O 为测站位置，R_e 为地球平均半径，P 为气球某一时刻的空间位置，弧 OP 为电磁波实际路径。

由图 13.29 可知，δ 为实测仰角，大气折射引起的仰角误差为

$$\Delta\delta = \tau - \delta' \tag{13.3.37}$$

τ 为射线弯曲角，即发射点与目标点两处射线切线的交角，δ' 为目标点的旁切角。根据球面大气中的斯涅耳(Snell)定律

$$n_0 R_e \cos\delta = n(R_e + Z')\cos E \tag{13.3.38}$$

可知射线在 Z'高度的仰角为

$$E = \arccos\left(\frac{n_0}{n} \cdot \frac{R_e}{R_e + Z'}\cos\delta\right) \tag{13.3.39}$$

图 13.29 大气折射几何图形

对(13.3.39)式微分并进行整理后得

$$dE = \cot E\left[\frac{dn}{n} + \frac{d(R_e + Z')}{R_e + Z'}\right] \tag{13.3.40}$$

由几何关系可知:$E+\tau=\delta+\varphi$,则

$$dE + d\tau = d\varphi \quad (d\delta = 0) \tag{13.3.41}$$

在传播路径上取一微元,则有如下关系

$$d\varphi = \cot E\,\frac{d(R_e + Z')}{R_e + Z'} \tag{13.3.42}$$

$$d\tau = d\varphi - dE = -\cot E\,\frac{dn}{n} \tag{13.3.43}$$

由于 $n\approx 1$,在仰角不太低时,积分式(13.3.43)可得

$$\tau = \frac{n_0 - n}{\tan\delta} \quad (\text{弧度}) \tag{13.3.44}$$

在$\triangle OO'P$ 中,由正弦定理计算 δ'

$$\frac{R_e + Z'}{\sin(90 + \delta - \Delta\delta)} = \frac{R_e}{\sin(90 - E - \delta')}$$

根据上式,$\Delta\delta=\tau-\delta'$和斯涅耳定律,可以解算出

$$\delta' = \arctan\left(\frac{\frac{n_0}{n} - \cos\tau - \sin\tau \times \tan\delta}{\sin\tau - \cos\tau \times \tan\delta + \frac{n_0}{n} \times \tan E}\right) \tag{13.3.45}$$

式中 $\Delta\delta$ 为大气折射引起的仰角修正值(°)；τ 为大气折射引起的射线弯曲角(弧度)。

大气折射引起的斜距误差 ΔR 为

$$\Delta R = \hat{R} - R = \int n\mathrm{d}R - R \tag{13.3.46}$$

斜距误差 ΔR 的近似计算公式可表示为

$$\Delta R = \left(\frac{n_0 + n}{2} - 1\right)R \tag{13.3.47}$$

在计算高空风时，先将测得的仰角、斜距分别减去仰角修正值 $\Delta\delta$ 和斜距修正值 ΔR，然后计算气球的实际水平距离和几何高度，再计算高空风。

13.3.2　规定高度风的计算

规定高度风是指在层风的基础上，假设相邻两计算层内的层风随高度呈线性变化，用线性内插的方法计算出各特定高度上的风。

规定高度通常包括：距地面 300、600、900gpm 的高度；距海平面 250、500、870、1000、1500、2000、2500、3000、3500、4000、4500、5000、5500、6000、7000、8000、9000、10000、10500、12000、14000、16000、18000、20000、22000、24000、26000、28000、30000、32000、34000 gpm 的高度；规定标准气压层包括 1000、925、850、700、600、500、400、300、250、200、150、100、70、50、40、30、20、15、10、7、5 hPa 的气压层和对流层顶的高度。低于测站海拔高度和高于终止层高度的规定高度风和规定标准气压层风不必计算。

规定高度风，当采用人工计算时，根据距地面、距海平面、各规定标准气压层和对流层顶的位势高度值相邻的两计算层层风的风向、风速，用公式(13.3.48)和(13.3.49)分别进行风向和风速的线性内插计算。

$$G_g = G_{j-1} + \frac{H_g - H_{j-1}}{H_j - H_{j-1}} \cdot (G_j - G_{j-1}) \tag{13.3.48}$$

$$V_g = V_{j-1} + \frac{H_g - H_{j-1}}{H_j - H_{j-1}} \cdot (V_j - V_{j-1}) \tag{13.3.49}$$

其中

$$H_j = \frac{1}{2}(H_i + H_{i+1}) \tag{13.3.50}$$

式中 G_g，V_g 表示规定高度风的风向(°)、风速(m/s)；G_j，G_{j-1} 表示与规定高度相邻的上、下计算层的风向(°)；V_j，V_{j-1} 表示与规定高度相邻的上、下计算层的风速(m/s)；H_j，H_{j-1} 表示与规定高度相邻的上、下计算层位势高度(gpm)；H_g 表示规定高度(gpm)。

规定高度风，当采用计算机计算时，应先将相邻两计算层的层风进行矢量分解

$$\begin{cases} u_j = V_j \cos G_j \\ v_j = V_j \sin G_j \\ u_{j-1} = V_{j-1} \cos G_{j-1} \\ v_{j-1} = V_{j-1} \sin G_{j-1} \end{cases} \tag{13.3.51}$$

式中 u_j，u_{j-1} 表示与规定高度相邻的上、下计算层风速的南北分量(m/s)；v_j，v_{j-1} 表示与规定高度相邻的上、下计算层风速的东西分量(m/s)。

然后分别进行线性内插，其计算公式为

$$u_g = u_{j-1} + \frac{H_g - H_{j-1}}{H_j - H_{j-1}}(u_j - u_{j-1}) \tag{13.3.52}$$

$$v_g = v_{j-1} + \frac{H_g - H_{j-1}}{H_j - H_{j-1}}(v_j - v_{j-1}) \tag{13.3.53}$$

式中 u_g，v_g 分别为规定高度风风速的南北和东西分量(m/s)。

规定高度风风速的计算公式为

$$V_g = \sqrt{u_g^2 + v_g^2} \tag{13.3.54}$$

规定高度风风向的计算公式为：

当 $u_g < 0$ 时：

$$G_g = 180 + \arctan \frac{v_g}{u_g} \tag{13.3.55}$$

当 $u_g > 0$，$v_g \leqslant 0$，时：

$$G_g = 360 + \arctan \frac{v_g}{u_g} \tag{13.3.56}$$

当 $u_g > 0$，$v_g > 0$ 时：

$$G_g = \arctan \frac{v_g}{u_g} \tag{13.3.57}$$

当 $u_g = 0$，$v_g > 0$ 时：

$$G_g = 90 \tag{13.3.58}$$

当 $u_g=0, v_g<0$ 时：

$$G_g=270 \tag{13.3.59}$$

当 $u_g=0, v_g=0$ 时：

$$G_g=C(\text{静风}) \tag{13.3.60}$$

13.3.3　最大风层的选择

最大风层是指在 500 hPa 或者海拔 5500 gpm 以上的层风中，从某一高度开始到某一高度结束，出现风速均大于 30 m/s 的“大风区”，并且是该区中风速最大的层次。“大风区”的开始和终止都已探测到的为“闭合大风区”；只探测到“大风区”的开始，没有探测到终止的为“非闭合大风区”。在“大风区”中，同一最大风速有两层或两层以上时，选取高度最低的一层。若有多个“大风区”，且后一个“大风区”中的最大风速比前一个“大风区”中的最大风速大，后一个“大风区”中风速最大的层次也应选为最大风层。若后一个“大风区”中的最大风速比前一个“大风区”中的最大风速小，但后一个“大风区”中的最大风速与前一个“大风区”后出现的最小风速之间的差值在 10m/s 或者以上时，后一个“大风区”中风速最大的层次也应选为最大风层。以此类推。

选择最大风层时，在层风的基础上，根据选择最大风层的条件，由低到高确定最大风层。根据已选择的最大风层，确定相应最大风层的位势高度。

13.3.4　合成风的计算

合成风是指地面至某一高度之间或者任意两高度之间气层的平均风。地面至某一高度合成风的风速为

$$V_h=\frac{Z\cdot\cot\delta}{60\cdot t} \tag{13.3.61}$$

或者

$$V_h=\frac{R\cdot\cos\delta}{60\cdot t} \tag{13.3.62}$$

合成风的风向为

$$G_h=\alpha+180 \quad (\alpha\leqslant 180) \tag{13.3.63}$$

$$G_h=\alpha-180 \quad (\alpha>180) \tag{13.3.64}$$

式中 G_h，V_h 分别为合成风的风向(°)和风速(m/s)；t 为气球上升到 Z 高度的时间(min)。

任意两个高度之间的合成风，根据气球在 Z_1，Z_2 高度的仰角、方位角和时间

采用求取层风的方法进行计算。

13.3.5 弹道风的计算

(1)弹道风的概念

弹道风是指地面至弹道高范围内风的弹道平均值，是与实际风对弹丸飞行影响等效的一种平均风。弹道风可分为地炮弹道风和高炮弹道风。将整个弹道分成 n 层，如图 13.30 所示，其中某一层的平均风为 $\overline{V}_i$，对应的层权为 q_i，则弹道风可以表示为

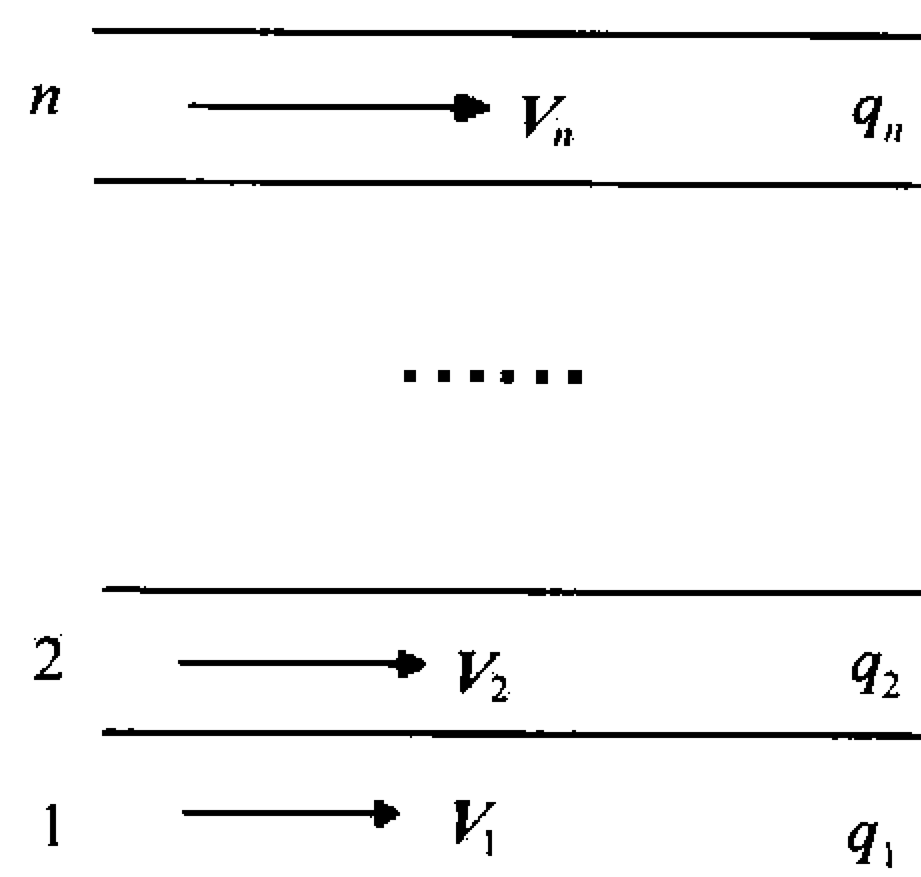


图 13.30 弹道分层示意图

$$\mathbf{V}_{弹} = q_1\mathbf{V}_1 + q_2\mathbf{V}_2 + q_3\mathbf{V}_3 + \cdots + q_n\mathbf{V}_n \tag{13.3.65}$$

式中 $\mathbf{V}_{弹}$ 为弹道风；$q_1, q_2, q_3, \cdots, q_n$ 为第 1,2,3,…,n 层的层权；$\mathbf{V}_1, \mathbf{V}_2, \mathbf{V}_3, \cdots, \mathbf{V}_n$ 为第 1,2,3,…,n 气层的平均风。

(2)弹道风计算的实用公式

计算弹道风时，通常将弹道高度分为 2 层，则(13.3.65)式可以简化为

$$\mathbf{V}_{弹} = q_1\mathbf{V}_1 + (1 - q_1)\mathbf{V}_2 \tag{13.3.66}$$

式中 $\mathbf{V}_{弹}$ 为弹道风；$\mathbf{V}_1$ 为地面至 Z_1 高度之间的平均风；$\mathbf{V}_2$ 为 Z_1 至 Z_2 高度之间的平均风。q_1 为地面至 Z_1 高度之间气层的层权。

在图 13.31 中，令

$$\mathbf{OA} = q_1\mathbf{V}_1$$

$$\mathbf{OB} = (1 - q_1)\mathbf{V}_2$$

根据定义 $\mathbf{OC} = \mathbf{V}_{弹}$

取矢量方向为风向，则

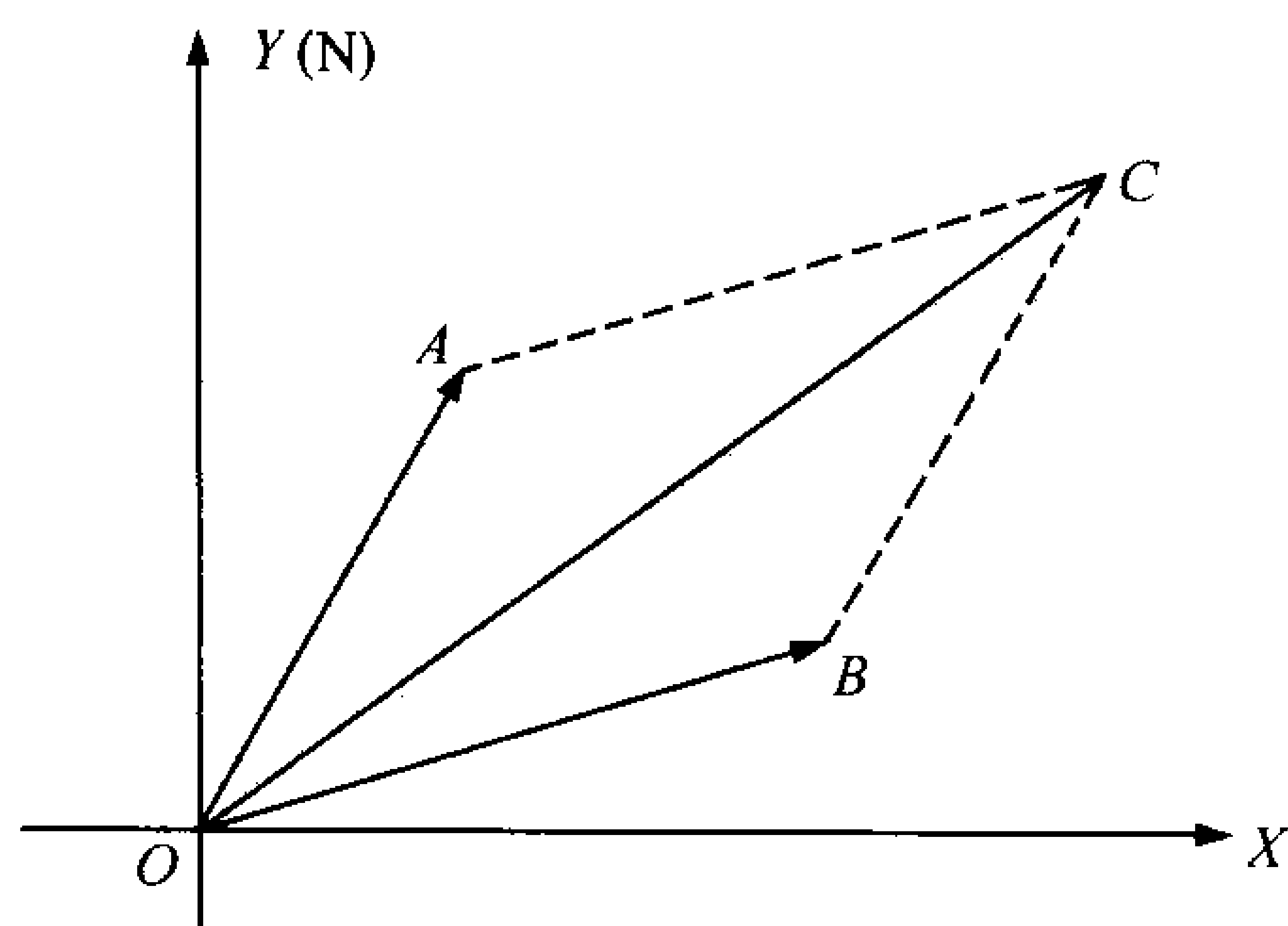


图 13.31 弹道风图解示意图

$$\angle YOA = G_1;\ \angle YOB = G_2$$

根据余弦定理

$$V_{弹}^2 = (q_1V_1)^2 + (1 - q_1)^2V_2^2 - 2(q_1V_1)(1 - q_1)V_2\cos[180 - (G_2 - G_1)]$$

经整理后得弹道风的风速计算公式为

$$V_{弹} = \sqrt{(q_1V_1)^2 + (1 - q_1)^2V_2^2 + 2(q_1V_1)(1 - q_1)V_2\cos(G_2 - G_1)} \tag{13.3.67}$$

地炮弹道风的风向，以正北为 0°，顺时针方向旋转的角度，单位为密位(mil)。令$\angle ACO=\theta$，根据正弦定理

$$\frac{q_1V_1}{\sin\theta}=\frac{V_{弹}}{\sin[180-(G_2-G_1)]}=\frac{V_{弹}}{\sin(G_2-G_1)}$$

$$\theta=\arcsin\left[\frac{q_1V_1}{V_{弹}}\sin(G_2-G_1)\right] \tag{13.3.68}$$

$$G_{地}=\frac{100}{6}(G_2-\theta)\quad(\text{mil}) \tag{13.3.69}$$

高炮弹道风的风向，以正南为 0°，逆时针方向旋转的角度，单位为密位(mil)。

$$G_{高}=\frac{100}{6}[180-(G_2-\theta)]\quad(\text{mil}) \tag{13.3.70}$$

(3)弹道风计算方法

地炮弹道风距地面的分层高度与气层的层权，如表 13.3 所示：

表 13.3　地炮弹道风分层高度与气层的层权

弹道高度(m)	相对高度 S	Z_1(m)	Z_2(m)	气层的层权 q_1
200	1	200	—	1.000000
400	3/4	300	400	0.500000
800	3/4	600	800	0.500000
1200	3/4	900	1200	0.500000
1600	3/4	1200	1600	0.500000
2000	3/4	1500	2000	0.500000
2400	4/5	1900	2400	0.552786
3000	4/5	2400	3000	0.552786
4000	4/5	3200	4000	0.552786
5000	4/5	4000	5000	0.552786
6000	5/6	5000	6000	0.591752
8000	7/8	7000	8000	0.646447
10000	9/10	9000	10000	0.683772
12000	1	12000	—	1.000000
16000	1	16000	—	1.000000

高炮弹道风距地面的分层高度，如表 13.4 所示。相对高度为 0.5，气层的层权 q_1 为 0.75。

表 13.4　高炮弹道风分层高度

炸高(m)	Z_1(m)	Z_2(m)
400	200	400
800	400	800
1200	600	1200
1600	800	1600
2000	1000	2000
2400	1200	2400
3000	1500	3000
4000	2000	4000
5000	2500	5000
6000	3000	6000
8000	4000	8000
10000	5000	10000
12000	6000	12000
16000	8000	16000
20000	10000	20000

根据测量的气球位置参数数据，确定气球到达 Z_1、Z_2 高度的位置参数数据，按层风的计算公式，计算地面至 Z_1 的平均风 $\mathbf{V}_1$、Z_1 至 Z_2 气层的平均风 $\mathbf{V}_2$；根据 $\mathbf{V}_1$、$\mathbf{V}_2$ 和相应的 q_1，按弹道风实用计算公式分别计算地炮弹道风和高炮弹道风。

13.4　高空风探测的误差

高空风探测误差来源于两部分：一是对气球运动的不完全跟踪引起的误差，二是气球的运动与实际大气运动之间的差异造成的误差。气球相对于大气的运动由气流尾流导致产生涡流，这种误差在日常业务观测中并不重要。不完全跟踪引起的误差是高空风探测误差的主要来源。由于定位跟踪设备的不同，所引起的探测误差也是不同的。这里主要分析经纬仪和测风雷达的定位误差对高空风测量的影响。

13.4.1　经纬仪测风的误差分析

(1)系统误差对风矢量测量的影响

仰角、方位角和高度是三个独立变量，可以分别讨论对风矢量测量的影响。

若气球仰角和高度在测量过程中没有系统误差，只产生 $\Delta\alpha$ 的方位角系统误差。气球的水平投影点如图 13.32 所示。则可以证明方位角系统误差对风速测量没有影响，只对风向产生 $\Delta\alpha$ 的系统误差，可以用 $\Delta\alpha$ 订正风向来消除方位角系统误差。

若气球方位角和高度在测量过程中没有系统误差，只产生 $\Delta\delta$ 的仰角系统误

差。气球的空间位置和水平投影点如图 13.33 所示。P_1 为正确位置，P_1' 为产生 $\Delta\delta$ 后的位置，使水平投影点由 C_1 变为 C_1'；同理 C_2 变为 C_2'。

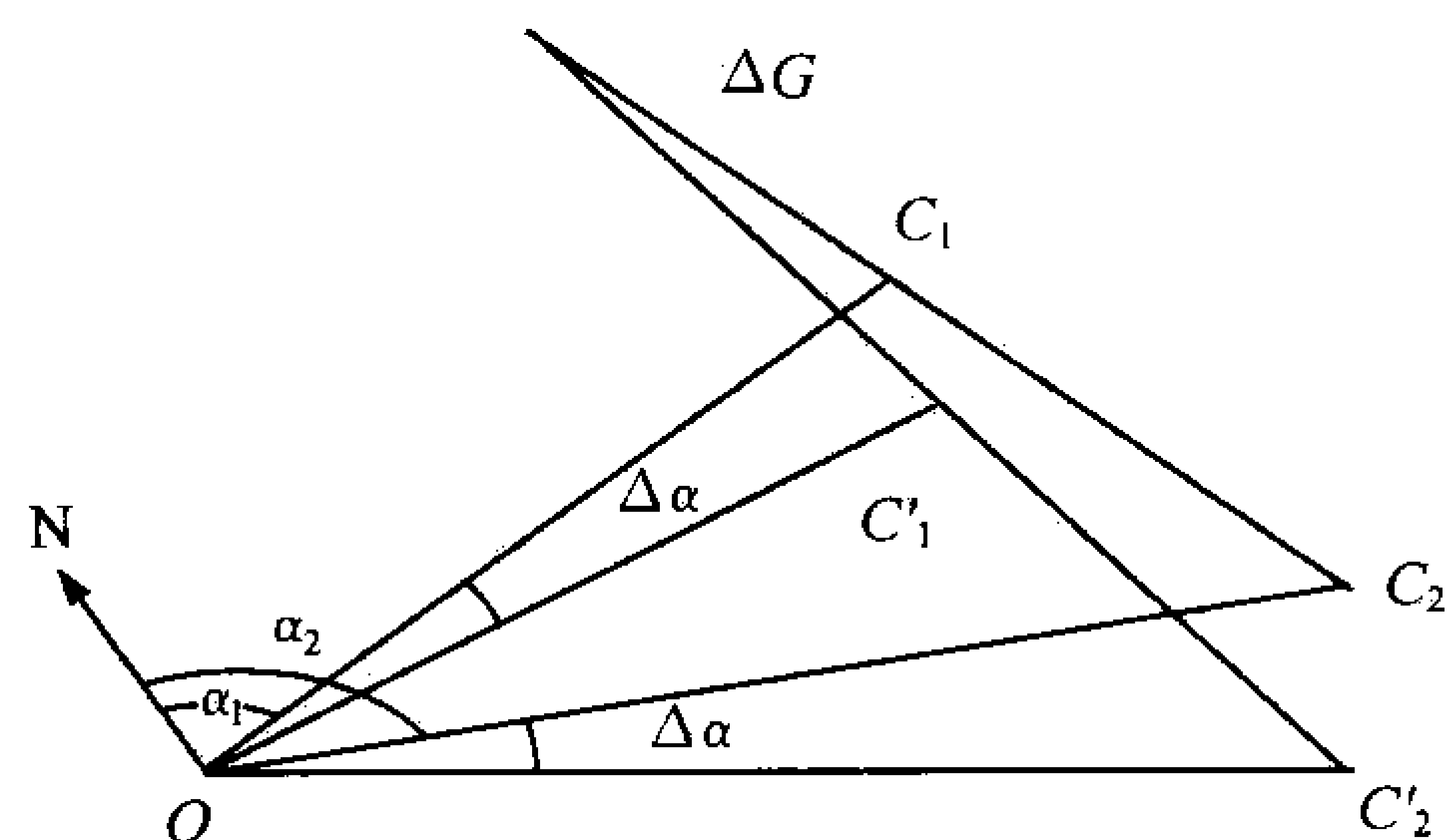
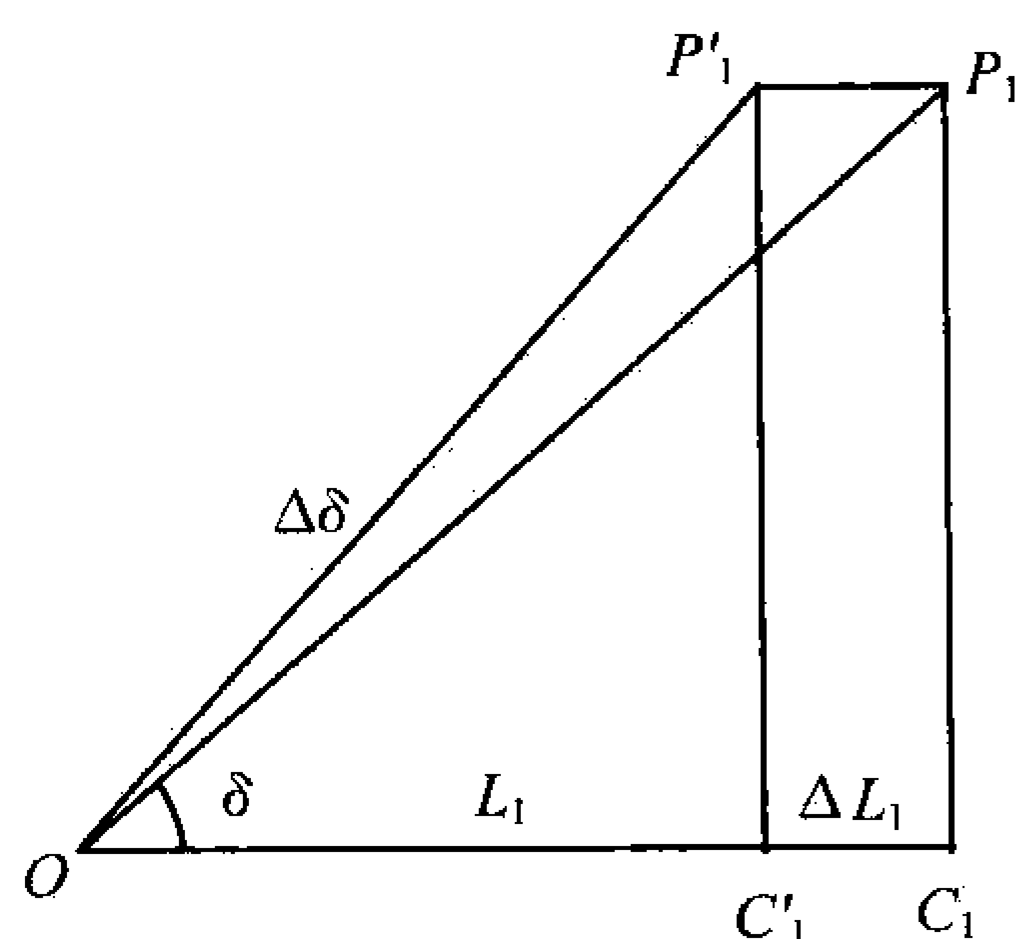


图 13.32　方位角系统误差示意图

在$\triangle OP_1P_1'$和$\triangle OP_1C_1$ 中，有

$$\frac{\Delta L_1}{\sin\Delta\delta}=\frac{OP_1'}{\sin\delta_1}$$

$$OP_1'=\frac{L_1}{\cos(\delta_1+\Delta\delta)}$$



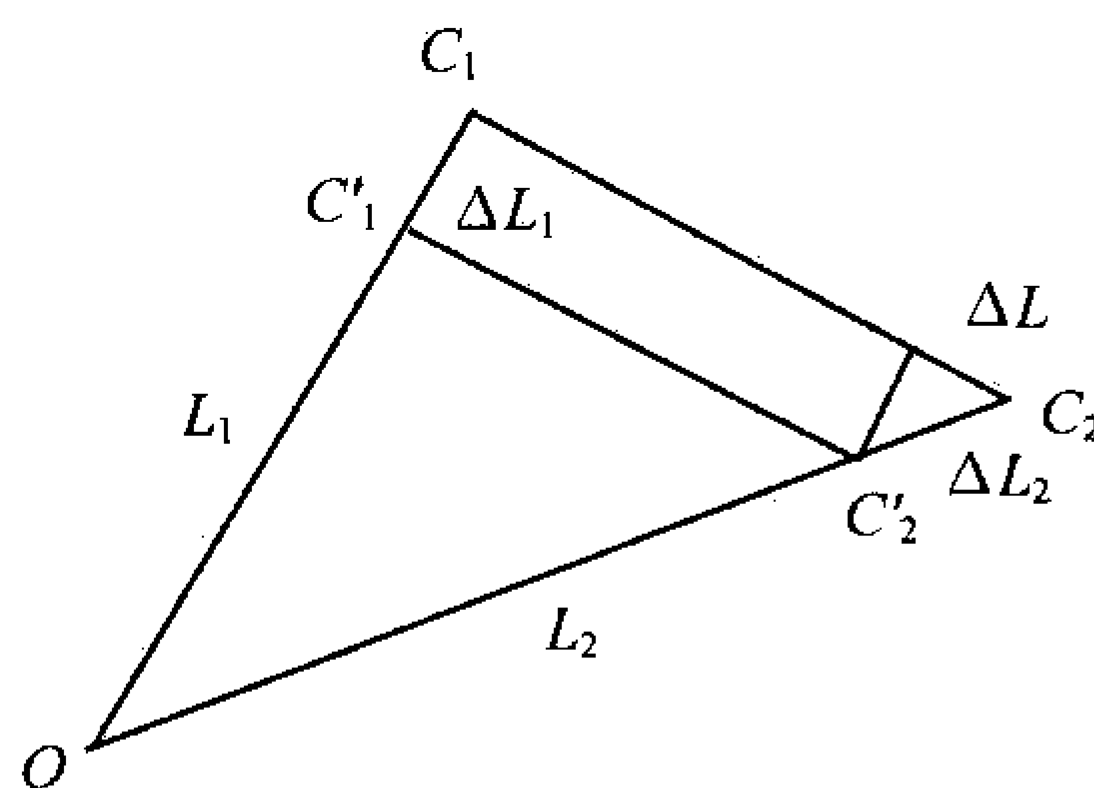


图 13.33　仰角系统误差示意图

由于 $\Delta\delta$ 很小，$\sin\Delta\delta\approx\Delta\delta$；$\cos(\delta_1+\Delta\delta)\approx\cos\delta_1$。则

$$\frac{\Delta L_1}{\Delta\delta}=\frac{L_1}{\sin\delta_1\cos\delta_1}$$

$$\Delta L_1=\frac{2L_1}{\sin2\delta_1}\Delta\delta \tag{13.4.1}$$

同理可得

$$\Delta L_n=\frac{2L_n}{\sin2\delta_n}\Delta\delta \tag{13.4.2}$$

当两次观测的仰角变化不大 $\delta_1\approx\delta_2$ 时，有

$$\frac{\Delta L_1}{L_1}\approx\frac{\Delta L_2}{L_2} \tag{13.4.3}$$

由此可见：$\triangle OC_1C_2\backsim\triangle OC_1'C_2'$；则$\overline{C_1C_2}\,//\,\overline{C_1'C_2'}$，表明风向没有误差。对于风速的误差可表示为

$$\Delta V = \frac{\Delta L}{\Delta t} \tag{13.4.4}$$

由于 ΔV 在仰角的系统误差小于0.3°时，可以忽略，只在仰角的系统误差大于等于0.3°时应进行订正，但对风向的测量没有影响。

光学经纬仪测风时高度的系统误差来源主要是由气球升速误差造成的，升速的误差前面已经讨论过了。气球高度的系统误差使计算层产生错位，同时对风向和风速均产生误差。当相邻两观测时刻的仰角变化不大，且气球远离观测点时，可以分析得出风向和风速误差较小，可以忽略。

(2)随机误差对风矢量测量的影响

经纬仪测量的仰角、方位角和高度是三个独立变量，且仰角和方位角是等精度测量的。根据气球测风原理，相邻两观测时刻 t_i、t_{i+1} 的气球水平投影点坐标 C_i 和 C_{i+1} 分别为 $C_i(H_i\cot\delta_i\cos\alpha_i, H_i\cot\delta_i\sin\alpha_i)$ 和 $C_{i+1}(H_{i+1}\cot\delta_{i+1}\cos\alpha_{i+1}, H_{i+1}\cot\delta_{i+1}\sin\alpha_{i+1})$。

于是，两相邻时刻气球的水平位移可表示为

$$\boldsymbol{C_iC_{i+1}} = (H_{i+1}\cot\delta_{i+1}\cos\alpha_{i+1} - H_i\cot\delta_i\cos\alpha_i)\boldsymbol{i} + (H_{i+1}\cot\delta_{i+1}\sin\alpha_{i+1} - H_i\cot\delta_i\sin\alpha_i)\boldsymbol{j} \tag{13.4.5}$$

高空风矢量为

$$\boldsymbol{V} = \frac{\boldsymbol{C_iC_{i+1}}}{t_{i+1} - t_i} = \frac{\boldsymbol{C_iC_{i+1}}}{T} \tag{13.4.6}$$

根据误差传递公式

$$\sigma_v^2 = \left(\frac{\partial V}{\partial \alpha}\right)^2\sigma_\alpha^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \delta}\right)^2\sigma_\delta^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial H}\right)^2\sigma_H^2 \tag{13.4.7}$$

式中 V 为高空风矢量，σ_δ^2，σ_α^2 和 σ_H^2 分别为仰角、方位角和高度测量的均方误差。逐项计算并合成后经整理可得到经纬仪的测风误差为

$$\sigma_V^2 = \frac{2}{T^2}[H^2Q^2\sigma_\alpha^2 + H^2(1+Q^2)^2\sigma_\delta^2 + Q^2\sigma_H^2] \tag{13.4.8}$$

式中 T 为时间间隔，H 为计算层高度，$Q=\frac{\overline{V}}{\overline{W}}=\cot\delta$，$\overline{V}$ 为地面至 H 高度的合成风，$\overline{W}$ 为气球的平均升速。(13.4.8)式均适用于光学经纬仪或无线电经纬仪。

13.4.2 雷达测风的误差

雷达测风的系统误差与随机误差讨论方法与经纬仪测风相同，不再赘述。对

于系统误差而言，要求对雷达进行细致的标定和调整，使其尽量减小。雷达测风的随机误差可表示为

$$\sigma_V^2 = \frac{2}{T^2}\left(H^2 Q^2 \sigma_\alpha^2 + H^2 \sigma_\delta^2 + \frac{Q^2}{1+Q^2}\sigma_R^2\right) \tag{13.4.9}$$

(13. 4. 9)式适用于一次测风雷达和二次测风雷达。

13. 4. 3　经纬仪与雷达测风准确度的比较

取 $\sigma_\alpha = \sigma_\delta = 0.1°$，$\sigma_R = 20$ m，σ_H 取相当于 1 hPa 气压误差的高度，$T = 1$ min。利用式(13. 4. 8)与式(13. 4. 9)分别计算测风的随机误差(m/s)如表 13. 5 所示。

表 13. 5　雷达测风与经纬仪测风准确度比较

	雷达						经纬仪					
Q \ H	5	10	15	20	25	30	5	10	15	20	25	30
1	1	1	1.5	1.5	2.5	2.5	1	1.5	3	5.5	9	25
2	1	1.5	2.5	3	4	4	4	5	6.5	11	19	49
3	1.5	2.5	3	4	5	6	4	7	11	19	30	76
5	1.5	3	5	6	8	10	9	18	27	42	59	131
7	2.5	5	7	9	11	13	18	34	51	72	100	194
10	3	6.5	10	13	16	19	34	67	100	139	182	310

从表 13. 5 可以看出，测风的随机误差随高度的增高而增大；随仰角的降低而增大；雷达测风的准确度比经纬仪测风的准确度高。实际工作中除了提高仪器的测量准确度外，适当增加高空风计算的时间间隔，在要求风矢量的随机误差小于等于 2 m/s 时，在 0～20 min 时 T 取 1 min；在 20～40 min 时 T 取 2 min；40 min 以后 T 取 4 min。

习　题

(1)为什么跟踪观测上升气球能测量高空风?

(2)什么是气球水平投影点的水平距离? 什么是气球运动的水平位移?

(3)什么是层风? 计算层是怎样划分的? 计算层的时间和高度如何确定?

(4)推导求取层风的计算公式，并分析如何确定风向。

(5)什么是规定高度风? 怎样计算?

(6)试分析充氢之后的气球受哪些力的作用? 气球上升运动后受哪些力的作用?

(7)为什么测风气球能近似匀速上升？一个用尼龙布做成的不透气气球，灌充氢气后能匀速上升吗？为什么？

(8)两个球皮重量相同，净举力相同的测风气球，在其中之一挂上灯笼，它们的升速相同吗？为什么？

(9)试分析经纬仪测角的工作原理？

(10)什么是经纬仪的定向？为什么要对测风经纬仪进行定向？

(11)什么是无线电测风？目前有哪几种形式的无线电测风？

(12)为什么用雷达能测定目标物的距离？假定从发射至接收到回波之间相距150 μs，求取目标物的距离？

(13)什么是一次雷达和二次雷达？两者的工作原理有哪些异同点？

(14)为什么用雷达能测定目标物的方位？测定目标物方位的原理是什么？

(15)什么是 GPS 测风？目前利用 GPS 信息测量高空风的方法有哪些？它们的基本原理是什么？

(16)用仪器跟踪观测上升气球测量高空风存在哪些误差？

(17)有哪些因素可能引起气球测风的跟踪误差？

(18)为什么气象业务工作中求取层风时，不同的高度要用不同的时间间隔？

(19)为什么《规范》中规定气球过顶时，可以只读整数，不读小数？

(20)指出经纬仪测风随机误差公式中

$$\sigma_V^2 = \frac{2}{T^2}[H^2Q^2\sigma_\alpha^2 + H^2(1+Q^2)^2\sigma_\delta^2 + Q^2\sigma_H^2]$$

各项的意义，并指出经纬仪测风的误差与哪些因素有关。

第14章　高空温压湿的探测

高空温压湿的探测是高空气象探测的主要内容之一，主要的探测方法有气球探测、气象飞机探测、气象火箭探测、无线电探空仪探测、大气遥感探测和GPS大气探测等。在气象业务中，常用的是无线电探空仪探测法。本章主要介绍利用无线电探空仪探测高空温压湿的原理和方法。

无线电探空仪探测法是指在35 km高度以下，无线电探空仪在气球或降落伞携带上升或下落的过程中，不断感应不同高度上的温、压、湿气象要素变化，并将气象要素的变化转换成电信号，由无线电发射装置发送回地面接收系统，从而获得不同高度上的气象信息。

无线电探空系统主要由无线电探空仪、地面设备两大部分组成，组成框架如图14.1所示。无线电探空仪由气象要素传感器、编码装置和发信装置等组成；地面设备由接收装置、解码装置、处理装置和输出装置等组成。

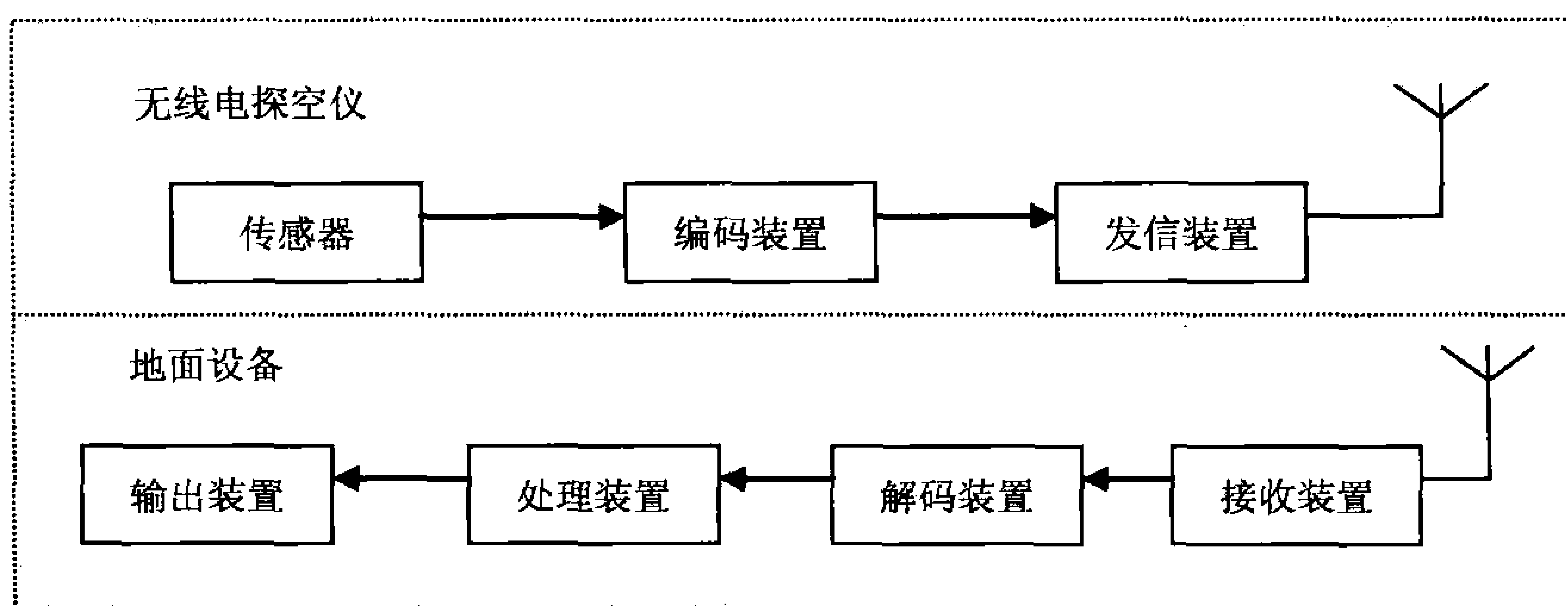


图14.1　无线电探空系统的组成框图

利用无线电探空仪完成一次高空气象探测一般需要1～2 h，不同高度的测量是在不同的时间进行的，由于自由大气中气象要素随时间的变化很小，可以近似将该时段内的探测记录作为同一时间的探测记录；探测仪器是随风飘移的，在1～2 h的探测时段内通常可飘离测站100～200 km，但对于较大尺度而言，气象要素水平分布是比较均匀的，可以近似地将探测过程作为测站上空的垂直探测。目前，为了更精细地了解大气中的气象要素的空间分布，已开始将一次高空气象探测过程中的时间和位置信息与探测要素联系起来，而不仅仅是将一次探测资料看成是

在施放时刻施放地点垂直上空的气象要素分布。

14.1 无线电探空仪

14.1.1 无线电探空仪的基本要求

大气中 35 km 高度以下，气象要素变化范围大：温度为＋40～－90℃，气压为1050～5 hPa，相对湿度为 100%～0%，因此要求无线电探空仪具有较大的动态测量范围；由于探空仪边上升边测量，因此要求其感应元件具有较小的滞后系数，能较快速地响应各高度气象要素的变化；各要素的测量应迅速，采样周期一般不超过2 s，以保证每采集一组温压湿数据所代表的气层厚度约 10 m 左右。此外，无线电探空仪是一次性使用的仪器，成本不能太高，要求结构简单、体积小、重量轻、坚固性好、防辐射、防云雨沾湿等性能。

14.1.2 无线电探空仪的分类

无线电探空仪是一种遥测仪器，它可以将直接感应的气象要素值转换成无线电信号向地面发送，地面接收后将信号收录、解调、转换和处理成高空各高度上温、压、湿探测结果。

无线电探空仪按照传感器的感应原理可分为机械式和电子式两类。气象要素的变化使感应元件产生一定的机械形变位移输出，如双金属片、空盒等，这类元件称为机械形变元件。气象要素的变化引起感应元件电学特征量的变化，如热敏电阻、湿敏电容等元件，这类元件称为电子元件。

无线电探空仪按照编码方式可分为计时或脉冲计数式探空仪、电码式探空仪、模拟探空仪、数字探空仪和智能探空仪等。计时或脉冲计数式探空仪，在计时系统中，气象要素传感器驱动指针运动，使之与绝缘的扫描圆盘或旋转的鼓上的导电螺线相接触，这些触点与一个固定的参考触点之间的时间或者来自电振荡器的脉冲数，控制高频发射机工作。电码式探空仪，将气象要素传感器的输出转换成莫尔斯电码。模拟探空仪，将传感器输出的电压、电流、电荷、电阻或电容等模拟量，通过信号整形，再把这些基本信号转换成标准的电压信号。数字探空仪，将传感器输出的模拟量通过模拟/数字转换器同仪器内的微处理器连接，此微处理器把传感器的输出转换成数字码，通过调制解调器，将数字信息馈入无线电发射机。智能探空仪，一种带有微处理的传感器，具有基本的数据采集和处理功能，可以输出并行或串行信号。

无线电探空仪按照调制方式可分为调幅式探空仪、调频式探空仪和调相式探

空仪。调幅式探空仪，发射机采用一固定频率的射频信号，它的幅度受随无线电探空仪传感器的输出而变化的声频信号的调制，这种声频调制易被各种传感器控制的电阻、电容或电感来实现。调频式探空仪，发射机采用一固定幅度的射频信号，它的频率受随无线电探空仪传感器输出而变化的信号调制。调相式探空仪，用传感器输出的信号去调制发射机信号的相位变化，这种方式气象业务中一般不用。

无线电探空仪按照用途可分为常规探空仪、定高气球探空仪、下投式探空仪、低空探空仪、特种探空仪、标准探空仪等。常规探空仪由上升气球携带，升空到30～40 km，工作时间大于2 h，信息传播距离大于200 km，携带重量0.5～2.0 kg，升速为350～600 m/min，进行高空温、压、湿气象要素的探测。定高气球探空仪，由定高气球携带，沿等密度面水平飞行探测，探测范围可绕地球某个纬度带进行，工作时间为数天，定时、自动发射气象信号，探测项目除温、压、湿气象要素外，还可以进行一些专门项目的测定。下投式探空仪，多数使用飞机、火箭或定高气球将仪器带到一定高度，然后将仪器弹射至携带舱外，由气球或降落伞携带下降，探测高度一般为60～70 km以下，工作距离约300 km，工作时间约几个小时，可以由地面站或飞机接收其信号处理出相应的要素。低空探空仪，由上升的测风气球携带，上升速度为100 m/min或200 m/min，进行3 km以下某气象要素的细微分布探测。特种探空仪，除气象要素以外的大气参量，如臭氧、大气电场等探测的专用探空仪。标准探空仪，是一种性能较高的探空仪，用来与常规探空仪进行比对，作为确定误差的参考基准。

从20世纪60年代开始，我国高空气象探测业务中主要使用机械式电码探空仪；70年代开始研制电子式探空仪，并得到部分使用；90年代开始研制数字式探空仪，目前已基本替代电码式探空仪；21世纪初开始研制GPS探空仪，并已逐渐投入气象业务使用。

14.1.3　机械式电码探空仪

图14.2所示的是我国常用的机械式电码探空仪，又称五九型探空仪、GZZ2型探空仪。

14.1.3.1　GZZ2型探空仪主要性能

(1)测量范围

温度：+40～−75℃；

气压：1050～10 hPa；

相对湿度：100%～15%。

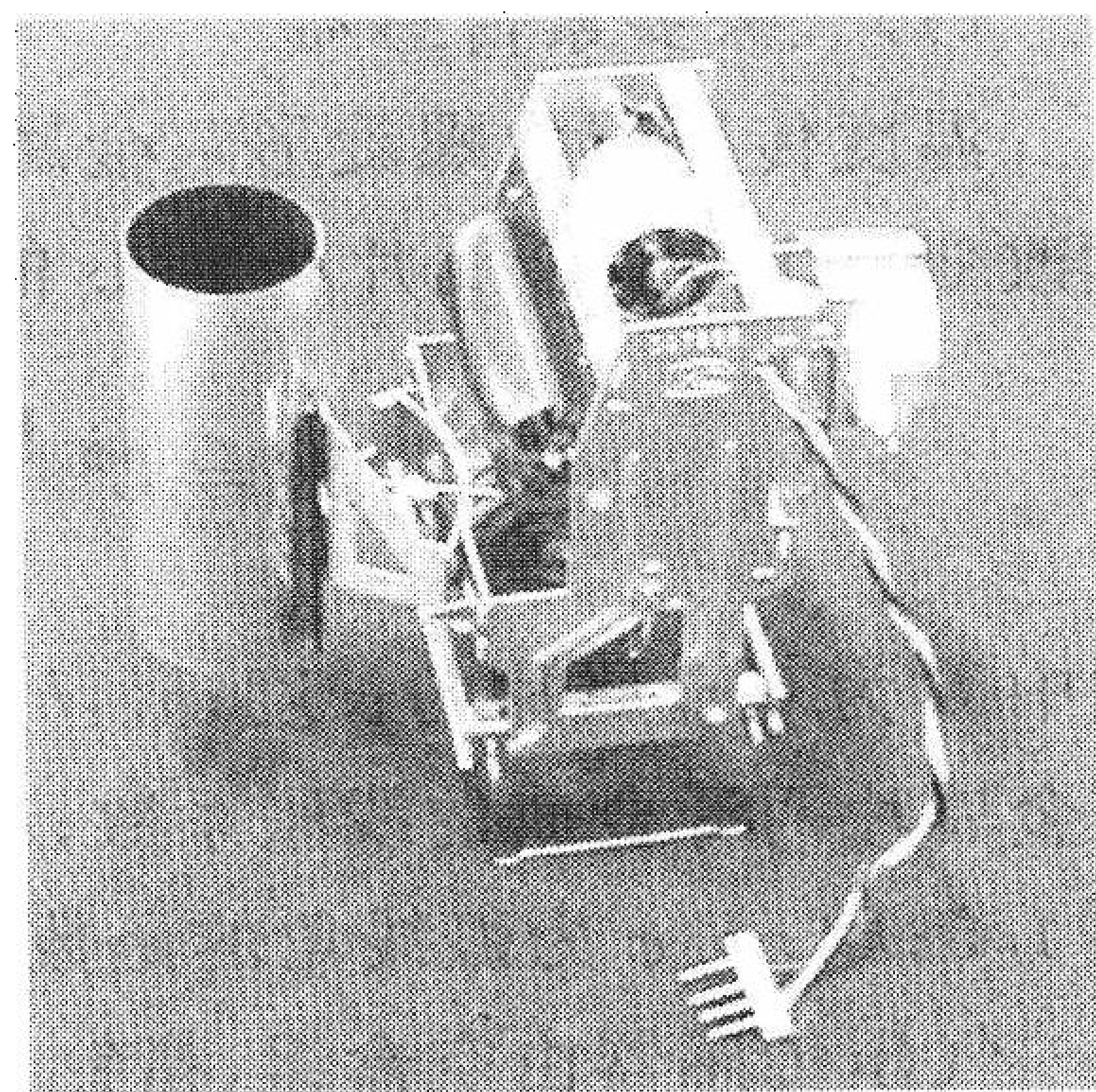


图14.2　GZZ2型探空仪

实际工作中，温度、气压和相对湿度的测量范围分别允许外延到−85℃、5 hPa和5%，但

外延部分的资料，仅供参考使用。

(2)测量误差

温度：在 1000～500 hPa 范围内为：±0.28℃；

在 500～200 hPa 范围内为：±0.42℃；

在 200～100 hPa 范围内为：±0.67℃；

在 100～10 hPa 范围内为：±1.0℃。

气压：±2.1 hPa。

相对湿度：±2.5%。

(3)平均灵敏度系数

温度：0.4～0.52℃/电码；

气压：3.5～4.7 hPa/电码；

相对湿度：0.9～2.0%/电码。

14.1.3.2 GZZ2 型探空仪组成与测量原理

GZZ2 型探空仪分别由温、压、湿气象要素传感器、编码装置、发信装置和电池组等组成，另外还附有一套温、压、湿检定证。组成框图如图 14.3 所示。

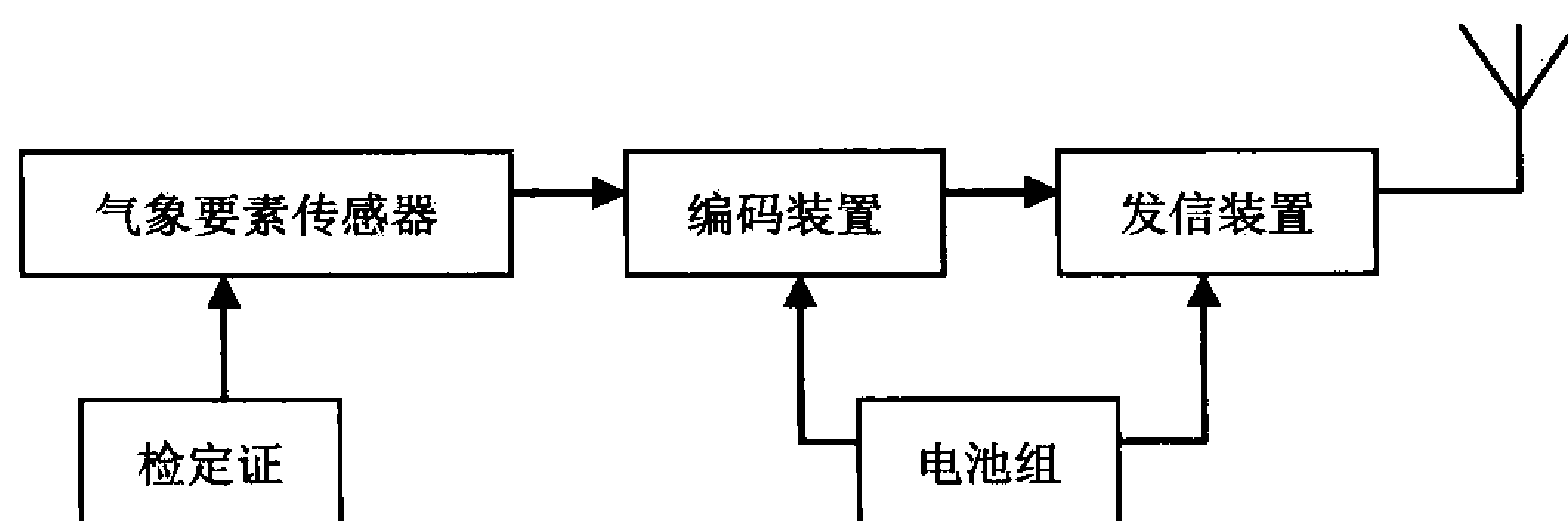


图 14.3 GZZ2 型探空仪组成框图

(1)气象要素传感器

温度传感器由螺旋形双金属片、空心指针、固定板、内防辐射罩等组成。当温度改变 $\mathrm{d}t$ 时，双金属片产生 $\mathrm{d}s$ 的位移，关系式为

$$\mathrm{d}s = L^2 \frac{B(\varphi)}{\varphi} \frac{A}{2(h_1 + h_2)} (\alpha_2 - \alpha_1) \mathrm{d}t \tag{14.1.1}$$

式中 L 为双金属片的长度；h_1，h_2 分别为双金属片两种金属的厚度；α_1，α_2 分别为双金属片两种金属的线胀系数；A 为系数，取决于两种金属杨氏模量的比值，一般取 1.5；$B(\varphi)/\varphi$ 为弧线角的函数，可由实验确定。

气压传感器由空盒组、指针、双金属片温度补偿器和中心支架等组成。金属膜盒是一个抽成真空，内充一定惰性气体的空盒。当金属膜盒处于平衡状态时，大气

压力与膜盒表面弹力、空盒内残余气体压力相平衡。空盒顶面的中心位移 Δs 与气压变化量 Δp 有近似关系

$$\Delta s = C\frac{R^4}{h^{\alpha}E}\Delta p \tag{14.1.2}$$

式中 C 为常数，与空盒材料、波纹形状等有关；R 为空盒半径；h 为膜片的厚度；E 为空盒材料的弹性模量；α 为比较复杂的系数，常取 3。

湿度传感器由鼓膜状肠衣、连杆、扭力弹簧、湿度指针、防雨罩等组成。肠衣是一种有机的吸湿物，具有较好的吸湿特性，当空气中相对湿度增大时，肠衣因吸湿而伸展，当相对湿度减小时，肠衣变干而收缩，具有湿涨干缩的特性。

(2)编码装置

编码装置由电码筒、直流微型电动机和减速装置、自动控制开关等组成。电码筒是编码装置的核心部件，可以指示出温、压、湿感应器指针的位置，把温、压、湿感应器指针的位置转换成探空电码。直流微型电动机带动电码筒转动，减速装置将电动机的转速减速后使电码筒的转速为 5～9 r/min。自动控制开关的作用是使电动机停止转动时，使三个指针全部脱离电码筒，以便当气象要素发生变化时，避免损坏指针或划坏电码筒。

(3)发信装置

发信装置是将编码机构送来的电码信号以无线电的形式发送到地面，供地面接收机接收。发信装置由发射机或回答器和电池组组成。根据不同的地面接收设备，与 GZZ2 型探空仪相配套的发信装置有三种型号，可组成三种不同的探测系统，如图 14.4 所示。



图 14.4　GZZ2 型探空仪配套的发信装置

GPZ2 型发射机是一个受电码筒控制的电子开关。当指针与电码花纹接触时，发射机工作，发探空信号。否则发射机不工作。工作原理比较简单，下面以 GPZ6 型回答器为例介绍工作原理，GPZ5 型回答器的工作原理与其雷同。

GPZ6 型回答器的组成框图如图 14.5 所示，由 1.2 MHz 淬频振荡器、800 MHz高频振荡器等组成，与探空仪和电池组配合测量高空温、压、湿气象要素。

当探空仪传感器指针与电码花纹或扇形接触片与参考信号簧片相接触时，回

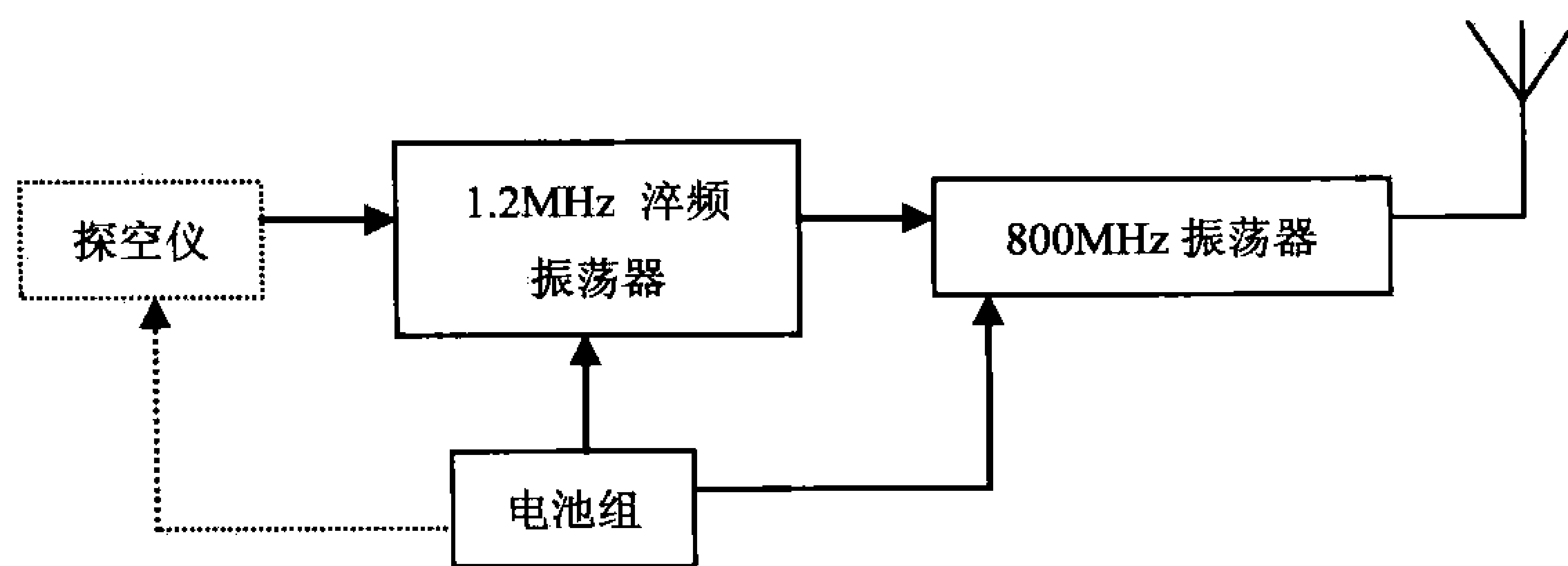


图 14.5　GPZ6 型回答器的组成框图

答器处于探空工作状态，此时 1.2 MHz 淬频振荡器被短路到地而无输出，800 MHz高频振荡器产生载波频率为 800 MHz，脉冲宽度为 40～100 μs，脉冲重复频率为 350～650 Hz，重复周期为 1538～2857 μs 的探空脉冲。雷达接收到探空脉冲后经高放、变频、混频、中放、检波、视频放大后变成视频脉冲，由选频放大器选出基波，即为800 Hz正弦波音频信号放大后送喇叭。探空脉冲同时也送至测角测距显示器，由于探空脉冲与显示器的扫描不能同步，所以在显示器上不能显示波形，而只能显示一大片模糊的图像。

除探空状态以外的时间，回答器均处于回答工作状态。此时，1.2 MHz 淬频振荡器输出 1.2 MHz 的正弦波，输入到 800 MHz 高频振荡器一个淬频电压，800 MHz振荡器在淬频电压的作用下，作 1.2 MHz 的间歇微弱振荡，称为超再生振荡。当回答器接收到由雷达发出的询问信号时，800 MHz 振荡器在询问脉冲和淬频电压的共同作用下，产生回答脉冲，由天线发射。回答脉冲宽度为 0.8～3.5 μs，重复频率为 1875(或 1500)Hz，重复周期为 533(或 667)μs。雷达接收到回答脉冲经高放、变频、混频、中放、检波、视频放大变为视频脉冲，送测距显示器和测角显示器。回答信号的视频脉冲同时也送至选频放大器，由于与探空脉冲的重复周期不同，产生的基波频率也是不同的，通过接收系统的音频电路，只选取探空信号而滤除回答信号。

(4)电池组

发信装置使用的是层叠式镁氯化亚铜化学电池，每个单体为 1.5 V，串联越多，电压越高。单体的第一层为氯化亚铜，是电池组的正极，第二层为吸水纸，第三层为镁片，是电池组的负极，第四层是塑料薄膜。

(5)检定证

每个探空仪都配有一套温、压、湿检定证。它是探空电码与气象要素之间的对应关系，是记录处理的基本依据。

14.1.4　数字式探空仪

（1）数字式探空仪的组成

图 14.6 所示的是某型数字式探空仪组成框图。按组成单元可分为温、湿度传感器单元，包括两个热敏电阻和一个湿敏电阻，两个热敏电阻分别用来测量气温和气压传感器的温度；智能转换器单元（图中的 B 部分），包括气压传感器，由电阻/电压或电压/电压转换电路，开关电路，A/D 转换电路，编码处理电路等组成；发射机单元（图中的 A 部分）和电池组单元等。

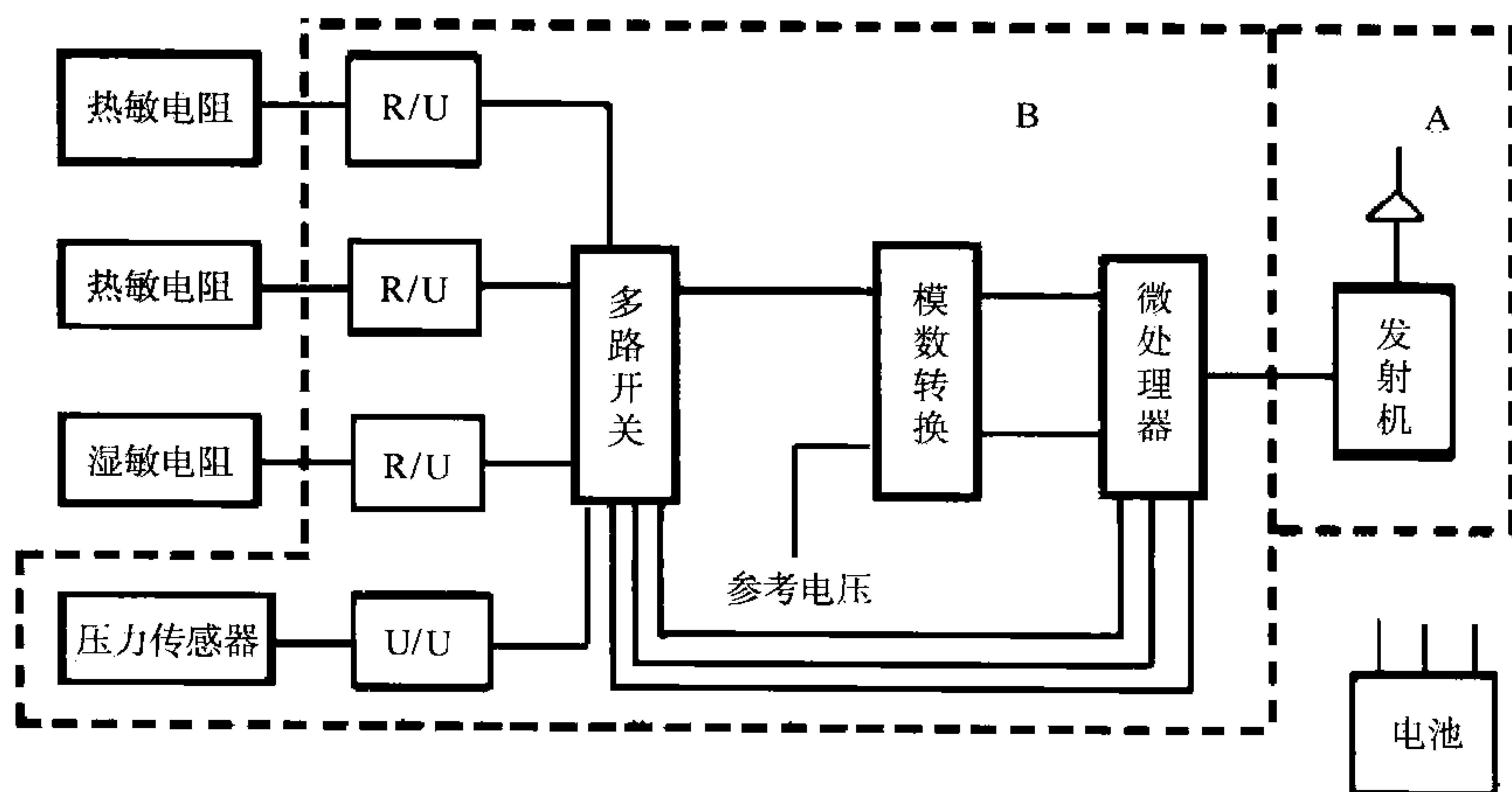


图 14.6　数字式探空仪的组成框图

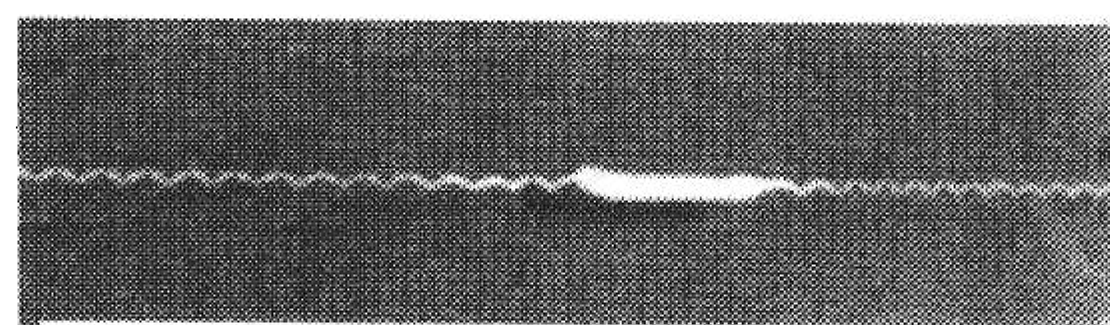


图 14.7　热敏电阻外形图

温度敏感元件采用 GPW2 和 GPW3 型棒状热敏电阻，形状为 Ø 1 mm×10 mm 的细杆状，其外形如图 14.7 所示，分别用于气温测量和气压传感器附温测量。温度敏感元件的敏感物质由铜、锰、镍、铁四种元素的氧化物配制烧结而成，其电阻值随温度的改变呈指数规律变化。在温度的测量范围内电阻值的变化范围为10～500 kΩ 左右。热敏电阻在其表面涂有反射率很强的涂料。

湿度敏感元件采用 XGH-02 型高分子湿敏电阻，外形尺寸为 10 mm×40 mm，如图 6.14 所示。湿度敏感元件的敏感物质主要是胶状纤维素混合涂料和炭黑。敏感物质均匀地涂敷在一对带有平行银电极的有机玻璃基板上。其电阻值随相对湿度的变化而变化，在相对湿度的测量范围内电阻值的变化范围为 0.01～2 MΩ。

气压传感器选用24PCCFD6A型硅阻固态压力传感器，简称硅压阻气压传感器。硅压阻气压传感器主要由外壳、硅膜片和引线等组成，如图7.16所示。工作原理见第7章相关内容。

由于硅压阻气压传感器不仅对气压敏感，而且对温度也非常敏感，因此在测压时专门用一个热敏电阻来测量硅压阻传感器的温度，用于对被测气压的补偿。

智能转换器主要是将各传感器的物理量，按一定格式转换成二进制代码，以二进制代码“0”控制32.7 kHz调制波信号。智能转换器由单片机、A / D转换器、副载波振荡器、放大器、积分器、比较器等电路组成，如图14.8所示。

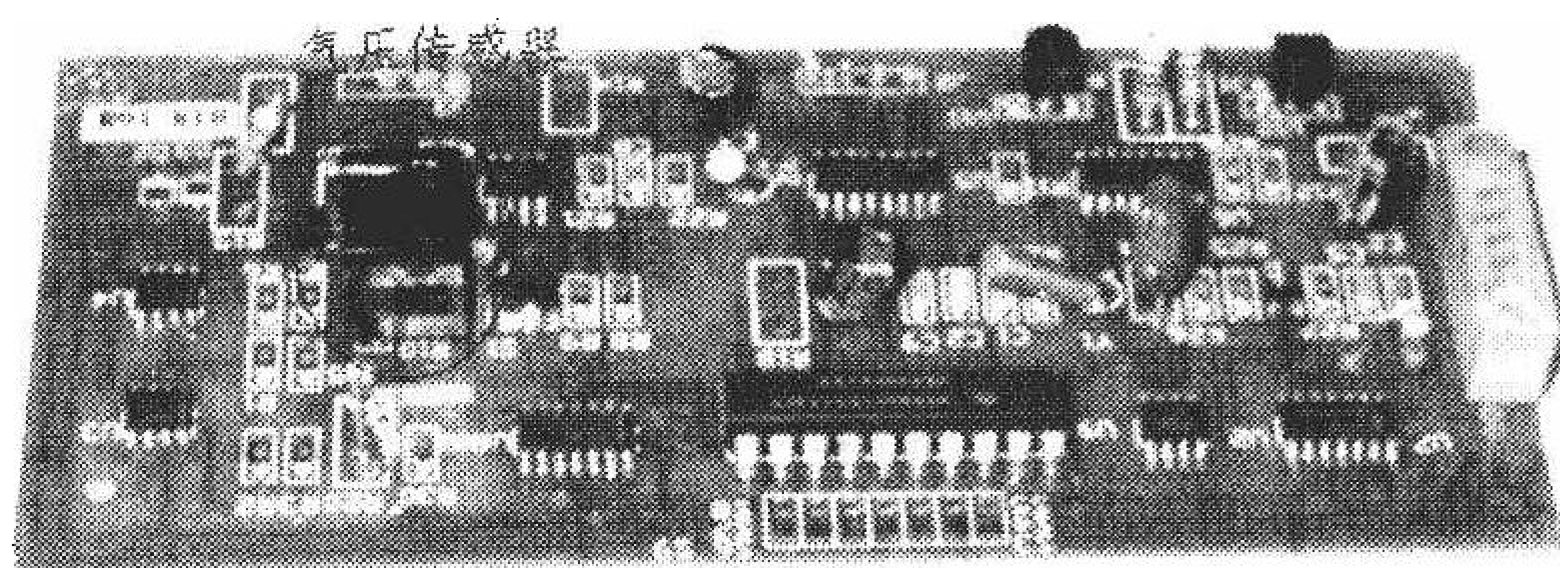


图 14.8　智能转换器电路板

发射机由超高频振荡器、淬频振荡器、探空调制电路等组成。完成发射探空信号和测距的回答信号。

电池组为镁电池组。

(2)数字式探空仪的测量原理

智能转换器对测量气象要素进行编码是采用软件双积分A/D转换方法，转换精度14位。

探空仪发码周期为1.2 s左右，其中0.218 s“0”状态发探空信号，1 s“1”状态为测距状态，波形如图14.9所示。

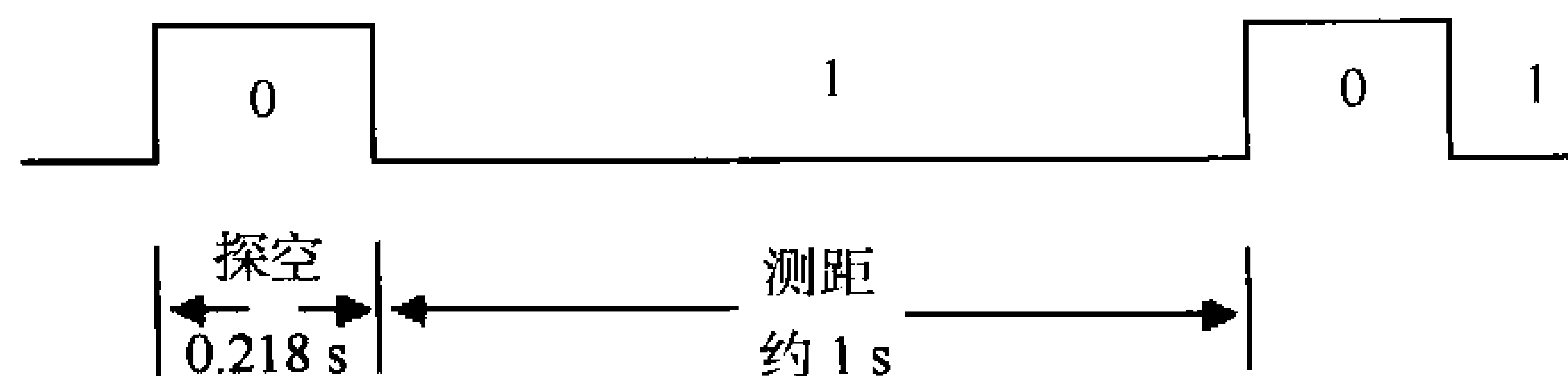


图 14.9　发码周期波形图

在“0”状态时，发21个字节的探空信号，每个字节为12位，总计252个二进制码，该状态受32.7 kHz副载波调制。在“1”状态时，当雷达发射询问信号被探空仪接收后，发射回答脉冲和一些杂波。

发射机由400 MHz高频振荡器，淬频振荡器和开关电路等组成，原理框图如图14.10所示。每帧气象信息发送时间约0.2 s，余下的约1 s时间发送超再生自激振荡脉冲，等待雷达询问脉冲的到来，当雷达发射的询问脉冲被发射机天线接收到后，400 MHz振荡器工作，发射机发射回答脉冲。

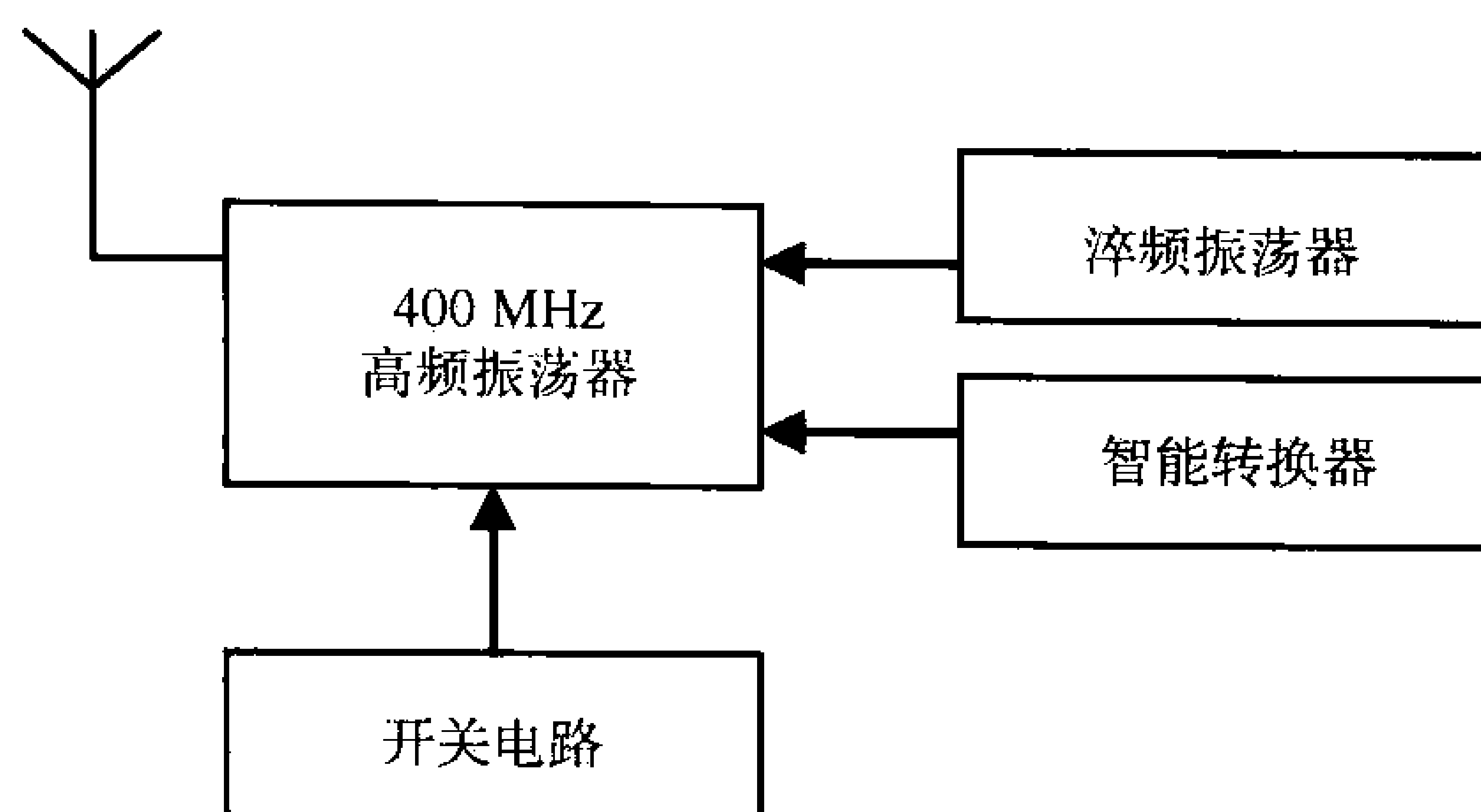


图 14.10　发射机原理框图

(3)数字式探空仪的主要技术性能

测量范围：温度：−80～40℃；

气压：10～1050 hPa；

相对湿度：15%～95%。

测量误差：温度：±0.4℃；

气压：±2 hPa(在 500 hPa 高度以下时)；

±1 hPa(在 500 hPa 高度以上时)；

相对湿度：±5%(在环境温度为−25℃以上时)；

±10%(在环境温度为−25℃以下时)。

载波频率：397±2 MHz。

回答脉冲宽度：0.8～3.5 μs。

调制频率：32.7±0.5 kHz。

数字信号传输方式：数字"1"状态，发射机受测距信号调制，处于回答状态。

数字"0"状态，发射机受 32.7 kHz 方波调制，高电平时发射机工作，低电平时关闭发射机。

采样周期：$t \leqslant 1.5$ s。

每组采集的数据内容为：时间、探空仪编号、测量要素代码等。

14.1.5　GPS 探空仪

GPS 探空仪由探空气球携带升空，利用气象要素传感器感应高空温、压、湿气象要素，同时接收来自 GPS 全球定位系统的无线电信号，将温、压、湿信息和位置信息或多普勒信息发送至地面，地面设备将这些信息进行处理后可获得高空温压湿随高度变化的资料。

(1)GPS 探空仪的组成

GPS 探空仪由 GPS 接收天线、GPS 信号处理器、温压湿测量编码模块、高频发射机和发射天线等组成,GPS 探空仪的组成原理框图如图 14.11 所示。

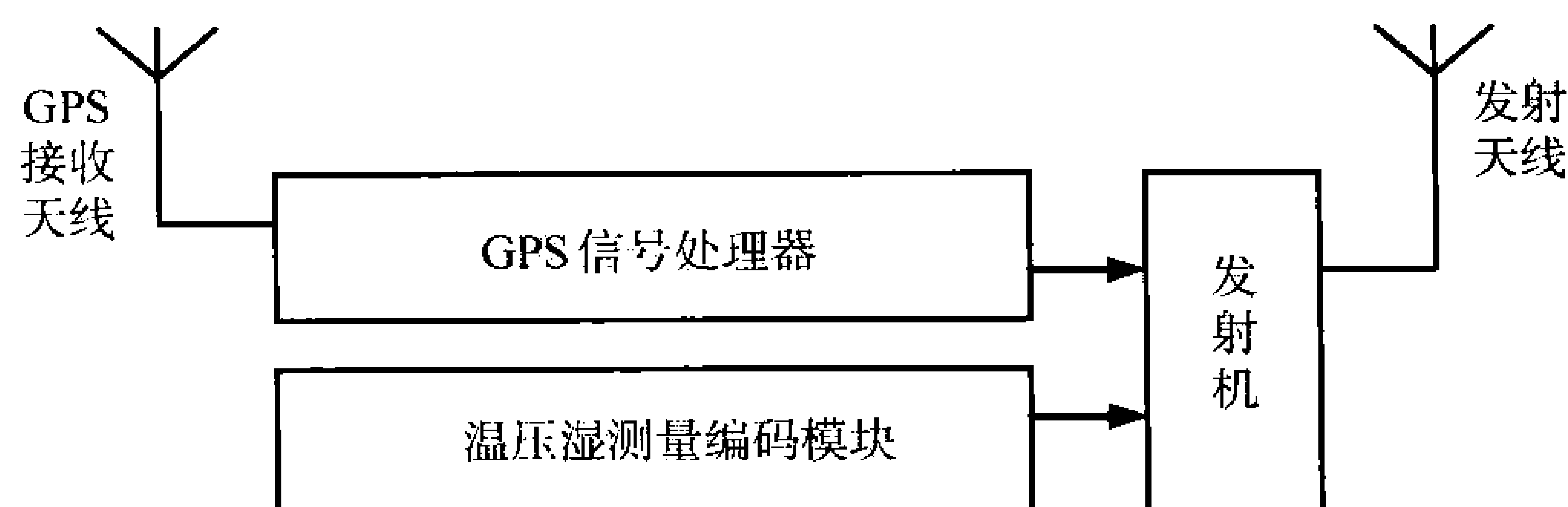


图 14.11 GPS 探空仪组成框图

温度传感器选用热敏电阻,形状为 Ø 0.5 mm×10 mm 的细杆状,其外形与图 14.7 相似。

湿度传感器选用高分子薄膜湿敏电容,其外形结构如图 6.13 所示。

气压传感器选用电容式膜盒,如图 14.12 所示。由于膜盒内部处于真空状态,使膜盒随外界大气压力的增加而下凹,此时电容量减小,反之,环境大气压力减小,使膜盒上凸,电容量增加。这种随外界气压减小而电容量增加的变化不是线性的,大气压力越小,电容变化就愈大。由于大气压力随高度的增加呈指数递减,因此这种气压传感器在高空测量气压的灵敏度较高。

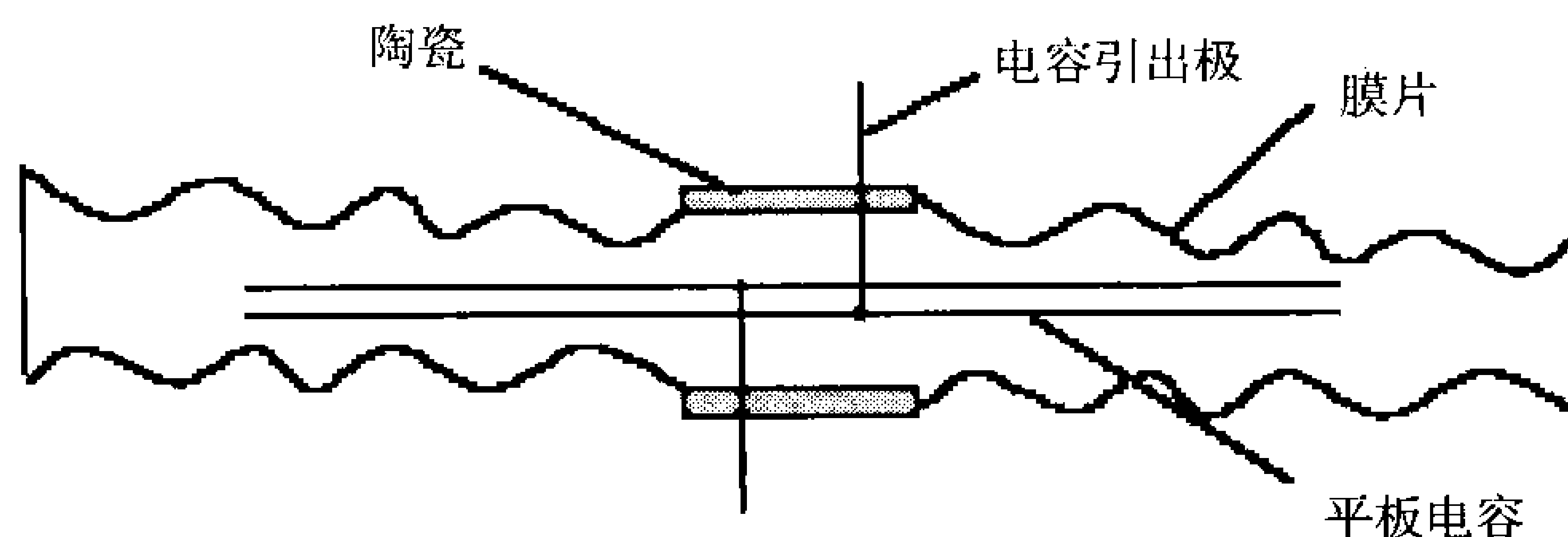


图 14.12 电容式膜盒

(2)GPS 探空仪的主要性能

测量范围:温度:+40～−70℃;

气压:1040～15 hPa;

相对湿度:10%～90%;

风速:0～200 m/s;

风向:0°～360°。

测量误差:温度:±0.5℃;

气压:±1.5 hPa;

相对湿度：±5%；

风速：±1 m/s。

载波频率：403.5±3 MHz。

载波频率稳定度：f_0±3 MHz。

调制方式：FM 调频。

采样周期：4 s。

14.2 高空温压湿的测量

对于不同的高空气象探测系统，其探测的方法有所不同。一般来说，完成一次探测，应当进行探测的准备、探测的实施、探测记录的处理、探测结果的编发报、探测资料的存储等。

14.2.1 探测的准备

(1)探空仪的准备

担负定时探测的气象台站，每天必须保持 3～4 个合格的探空仪，探空仪准备的内容为探空仪传感器的检查、探空仪电路板的检查、将探空仪检定证参数输入数据处理终端等。

(2)电池组的准备

电池组一般采用镁电池组。先配置电池组的电液；在实施探测前 40 min 左右进行电池组的检查与浸泡；施放探空仪前 30 min 左右进行电池组的赋能。

(3)探空仪的基值测定

基值测定是指将探空仪测定的地面气温、气压和相对湿度值与标准仪器测定的地面气温、气压和相对湿度值进行比较，以确定探空仪传感器的基点变化是否在允许范围内的操作过程。基值测定应在探空仪施放前 30 min 进行。

将探空仪连同传感器置于专用的基值测定设备中，接通探空仪电源并打开基值测定环境中的专用通风器；准备好温、压、湿测量的标准仪器；打开数据处理设备和相关设备，对探空仪测量的温、压、湿进行采集，同时对标准仪器测量的温、压、湿进行读数或者采集。求取探空仪的测量值与标准仪器测量值差值的绝对值即为基点变量，其基值测定的合格条件为：

温度基点变量：不大于 0.4℃；

气压基点变量：不大于 1 hPa；

湿度基点变量：不大于 5%。

当温、压、湿基点变量均满足合格条件时，探空仪为合格，当温、压、湿基点变量

之一不满足合格条件时，探空仪为不合格。

(4)探空气球的充灌

根据气球型号和当时的天气状况，确定探空气球的净举力；调整平衡器的砝码，使平衡器的总重量等于所选定的净举力和探空仪及附加物重量之和；进行充氢并检查气球有无漏气或脱胶等现象；当平衡器被气球吊离地面约 0.5 m 时，停止充氢扎紧球颈，将气球系留在室内，等待施放。

(5)探空仪与地面设备的配合

连接传感器与探空仪的电路板；安装发射机的天线；连接电池组与探空仪电路板；用系球蜡绳的一端连接探空仪。在实施探测前，应当检查探空仪与地面接收设备、数据处理终端等工作是否正常，并且进行相互配合、调整，使其处于最佳的工作状态。

14.2.2 探测的实施

(1)探空仪与气球的连接

将装配好的探空仪用专用蜡绳与充灌好的气球连接。夜间应在探空仪下部1～1.5 m处安置目标灯。

(2)瞬时地面气象观测

每次在施放探空仪前 5 min 内进行地面干球温度、湿球温度、气压、风向、风速、总云量、低云量、云状的云属和天气现象的种类等项目的观测，并记录在专用记录表中或输入到数据处理终端中。

(3)施放探空仪

一般采用自动施放探空仪；当地面风速较大时，采用绕线放球法、人工顺风放球法或过顶放球法等。

(4)探空信号的接收

接收探空仪在升空过程中发射的温、压、湿探空信号；解调探空信号，获得温、压、湿信息的模拟信号或数字信号；根据探空仪检定证将模拟信号或者数字信号，计算出探空仪每个周期的温、压、湿值；由实时采集的温、压、湿值和与之对应的时间值组成实时探测的原始数据，以进一步进行资料处理。

14.2.3 探测记录的处理

在实时探测原始数据的基础上，根据高空气象探测规范的要求，利用高空气象探测应用软件进行探测记录处理，获取规定标准气压层、零度层、对流层顶和特性层等相关资料，还可以根据需要计算弹道气象偏差量资料，并将计算的高空温、压、湿、风资料编制成高空温、压、湿、风探测报告电码，供气象业务部门或其他相关部

门使用。

(1)规定标准气压层的处理

规定标准气压层的气压值为 1000、925、850、700、600、500、400、300、250、200、150、100、70、50、40、30、20、15、10、7、5 hPa,以及地面层和记录终止层。

根据各规定标准气压层的气压值,确定各规定标准气压层的时间;由各规定标准气压层的时间,确定各规定标准气压层的气温和相对湿度值。依据各规定标准气压层的气温和相对湿度,计算各规定标准气压层的露点温度和气温露点差;计算各规定标准气压层的位势高度;根据规定标准气压层所对应的位势高度与时间,绘制高度-时间线。

计算露点温度时,先依据气温,按式(6.1.10)戈夫-格雷奇纯水平液面的饱和水汽压公式计算气温对应的饱和水汽压 $E(t)$;再依据饱和水汽压和相对湿度,按(14.2.1)式计算出水汽压

$$e = E(t) \times \frac{U}{100} \tag{14.2.1}$$

式中 e 为水汽压(hPa);U 为相对湿度(%)。

然后依据戈夫-格雷奇纯水平液面的饱和水汽压公式,用迭代方法间接计算露点温度。露点温度迭代初值采用马格拉斯公式计算

$$t_d' = \frac{b \times \lg\left(\frac{e}{E_0}\right)}{a - \lg\left(\frac{e}{E_0}\right)} \tag{14.2.2}$$

式中 t_d' 为露点温度迭代初值(℃);E_0 为 0℃时纯水平液面的饱和水汽压,取 6.1078 hPa;a 取 7.69,b 取 243.92。

将迭代初值代入戈夫-格雷奇纯水平液面饱和水汽压公式进行迭代计算,当相邻两次迭代结果相差小于 0.0001 时,迭代结束,即得露点温度 t_d。

气温露点差按(14.2.3)式进行计算

$$\Delta t = t - t_d \tag{14.2.3}$$

式中 Δt 为气温露点差(℃);t 为气温(℃);t_d 为露点温度(℃)。

规定标准气压层位势高度按(14.2.4)式进行计算

$$H = h_0 + \Delta H_{0,1} + \Delta H_{1,2} + \cdots + \Delta H_{n-1,n} \tag{14.2.4}$$

其中

$$\Delta H_{n-1,n} = \frac{R_d}{g_n} \overline{T}_V (\ln p_{n-1} - \ln p_n) \tag{14.2.5}$$

$$\overline{T}_V = (273.15 + \bar{t}) \times \left(1 + 0.378 \frac{E(\bar{t})}{\bar{p}} \overline{U}\right) \tag{14.2.6}$$

式中 H 为规定标准气压层的位势高度(gpm)；h_0 为放球地点的海拔高度(gpm)；$\Delta H_{n-1,n}$ 为 p_{n-1}—p_n 气压层之间的厚度(gpm)；$R_d = 287.05$ J/(kg · K)；$g_n = 9.80665$ m/s^2；$\overline{T}_V$ 为 p_{n-1}—p_n 气压层之间的平均虚温(K)；$\bar{t}$、$\bar{p}$、$\overline{U}$ 分别为 p_{n-1}—p_n 气压层之间的平均气温(℃)、平均气压(hPa)和平均相对湿度(%)；$E(\bar{t})$ 为气温 $\bar{t}$ 时的纯水平液面饱和水汽压。

(2)选择零度层

气温为 0℃的气层称为零度层。零度层只选择一个；当出现多个零度层时，只选其中高度最低的一个；施放瞬间的地面气温低于摄氏零度，该次探测不选零度层；施放瞬间的地面气温为摄氏零度，地面层即为零度层；气温缺测而无法选择零度层，该次探测的零度层作缺测处理。

零度层位置确定后，分别计算出零度层的气压、相对湿度、露点温度、气温露点差和位势高度。

(3)选择对流层顶

对流层顶是对流层与平流层之间的过渡气层。在 500 hPa 高度以上，由气温垂直递减率(γ)开始小于或者等于 2.0 ℃/kgpm 气层的最低高度，且由该高度起，向上 2 kgpm 及其以内的任何高度与该最低高度之间的平均气温垂直递减率($\bar{\gamma}$)均小于或者等于 2.0 ℃/kgpm，该最低高度若出现在 150 hPa(包括 150 hPa)高度以下，定为第一对流层顶。出现在 150 hPa 高度或其以上，不论有没有出现第一对流层顶，均定为第二对流层顶，如图 14.13 所示。

在第一对流层顶以上，由气温垂直递减率(γ)开始大于 3.0 ℃/kgpm 气层的最低高度起，向上 1 kgpm 及其以内的任何高度与该最低高度之间的平均气温垂直递减率($\bar{\gamma}$)均大于 3.0 ℃/kgpm，在该最低高度且 150 hPa 高度以上又出现符合第一对流层顶条件的气层，即选为第二对流层顶。若在 150 hPa 高度或其以上有几个气层均符合第二对流层顶条件时，则选择高度最低的一个。

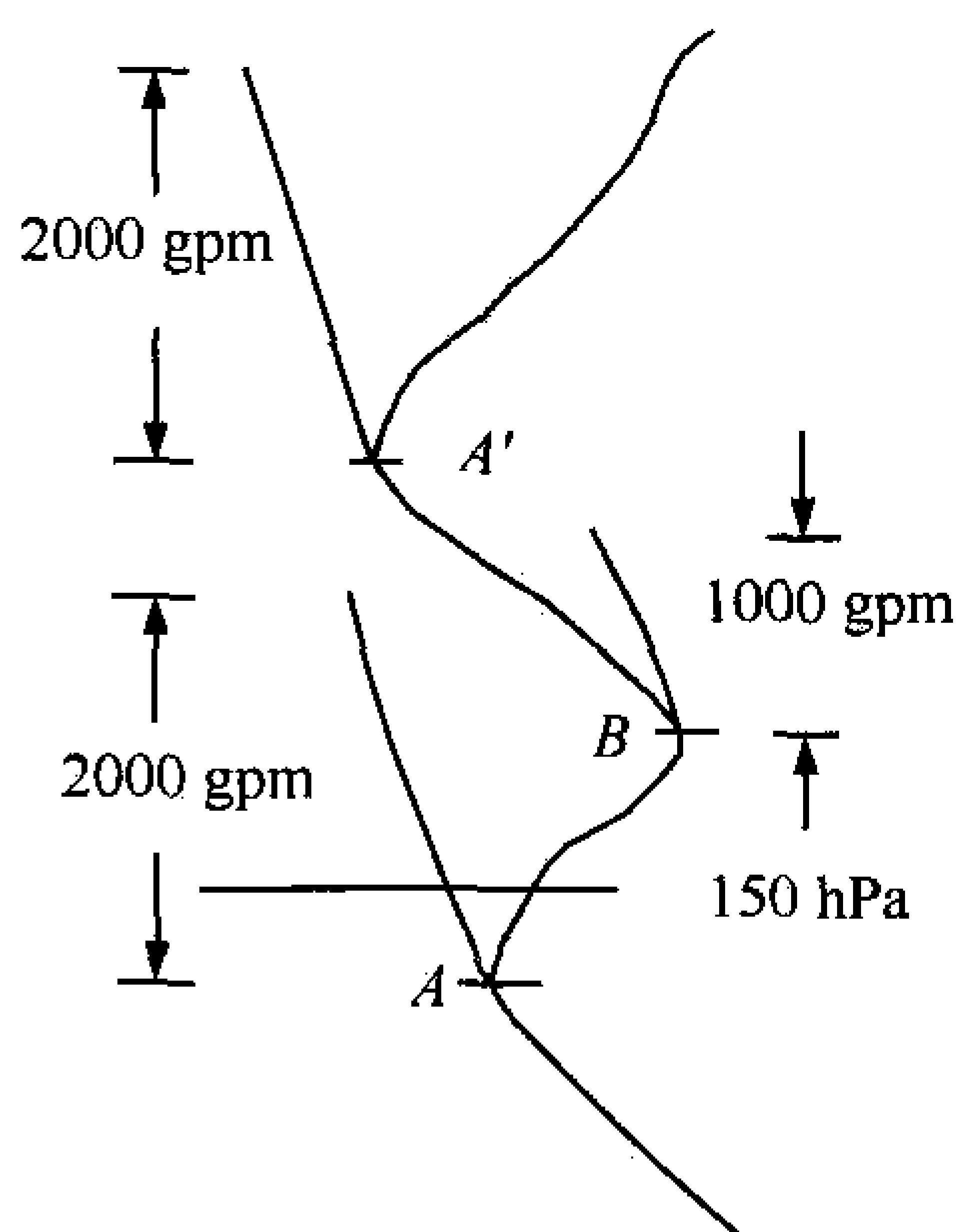


图 14.13　选择对流层顶示意图

对流层顶位置确定后，分别计算出对流层顶的气温、气压、相对湿度、露点温度、气温露点差和位势高度。

(4)选择特性层

特性层是表示测站上空大气层结特征的气层。选择特性层的条件为：

1)地面层、对流层顶和探测终止层；

2)第一对流层顶以下，厚度大于 400 gpm 的等温层、或者温度变化大于 1.0℃的逆温层的起始点和终止点；

3)温度缺测层的开始、中间(任选)和终止点；

4)在 T-ln$p$ 图上，加选温度梯度的显著转折点，即在已选两特性层间的温度分布与用线性内插的温度比较，在第一对流层顶以下，大于 1.0℃，或者在第一对流层顶以上，大于 2.0℃的差值最大的气层。

5)在 U-ln$p$ 图上，加选相对湿度梯度的显著转折点，即在已选两特性层间的相对湿度分布与用线性内插的相对湿度比较，大于 15%的差值最大的气层。

6)在 110～100 hPa 之间，如果没有温、湿特性层，应当加选一层。

特性层位置确定后，分别计算出特性层的气温、气压、相对湿度、露点温度和气温露点差。

(5)虚温偏差量的计算

虚温偏差量可分为地面虚温偏差量和弹道虚温偏差量，用于修正地炮射击和高炮射击。

地炮地面虚温偏差量为地面实际虚温 T_V 与气象台站海拔高度对应的标准虚温 T_{VZ} 之差

$$\Delta t_0 = T_V - T_{VZ} \tag{14.2.7}$$

高炮地面虚温偏差量为地面实际虚温(℃)减去 15.9(海平面标准虚温)，如(14.2.8)式所示

$$\Delta t_0' = (T_V - 273.15) - 15.9 \tag{14.2.8}$$

弹道虚温偏差量的计算为

$$\Delta t_{弹道} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} t_{Vi} - t_{VZi} \tag{14.2.9}$$

地炮和高炮的弹道虚温偏差量计算处理方法相同，只是分层高度不同。

(6)空气密度偏差量的计算

实际空气密度与标准空气密度的偏离程度称为空气密度偏差量。高炮地面空气密度偏差量的计算为

$$\Delta\rho_0\% = \left(\frac{p}{1.206R_d T_V} - 1\right)\times 100\% \tag{14.2.10}$$

式中 p 为地面本站气压(Pa);R_d 为干空气的比气体常数;T_V 为地面实际虚温(K)。

高炮弹道空气密度偏差量的计算为

$$\Delta\rho_{弹道}\% = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\Delta\rho_i\% \tag{14.2.11}$$

其中

$$\Delta\rho_i\% = \left(\frac{\rho_i - \rho_{Zi}}{\rho_{Zi}}\right)\times 100 \tag{14.2.12}$$

或者

$$\Delta\rho_i\% = \left(\frac{p_i T_{VZi}}{p_{Zi} T_{Vi}} - 1\right)\times 100 \tag{14.2.13}$$

式中 $\Delta\rho_i\%$为第 i 层的空气密度偏差量;ρ_i,ρ_{Zi}为第 i 层的实际空气密度和标准空气密度(kg/m³);p_i,p_{Zi}为第 i 层的实际气压和标准气压(mmHg 或者 hPa);T_{Vi},T_{VZi}为第 i 层的实际虚温和标准虚温(K)。

14.2.4　探测结果的编发报

探测资料可分为探测原始记录和处理结果资料两部分,高空温、压、湿、风探测的原始记录,经计算处理后可得到结果资料,根据高空温、压、湿、风探测报告的电码格式,编制高空温、压、湿、风探测报告电码,供气象保障业务部门使用。

14.2.5　探测资料的存储

探测资料的存储可分为高空气象探测原始记录的存储、高空气象探测结果的存储和高空气象探测全月资料的存储。

每次探测结束后,按《高空温压湿和风探测记录表》、《高空风探测记录表》的格式,打印输出一份由气象台站保存。全月探测结束后,将全月的高空气象探测结果,按统一规定使用的符号、代号和格式,存储为一个电子文本文件后,向上级业务主管部门上报,或者为本台站保存。移动站不存储全月资料。

14.3　探空仪测量的误差

准确确定无线电探空仪的测量误差是困难的。首先,探空仪是在上升过程中进行测量的,无法知道测量时气象要素的真值;其次,探空仪是一次性使用仪器,每次探测时所使用的探空仪都不同,其测量性能有所差别;此外,大气总是在不断地变化,每次测量的大气条件也不相同。因而对其测量误差的评价较为困难。目前,多采用"双施放"、"三施放"等比较方法进行分析评价,研究探空仪的测量误差。

14.3.1　双施放比较法

在同一气球下携带两个探空仪进行同步测量比较，称为双施放比较法。设探空仪对某一气象要素的测量值为 $x_i(i=1,2)$，其环境真值为 x_0，其测量系统误差为 η_i，随机误差为 ε_i，则有

$$x_i = x_0 + \eta_i + \varepsilon_i \tag{14.3.1}$$

假定这两个探空仪为同一类型，于是其系统误差可以认为相同，即 $\eta_1=\eta_2=\eta$。于是，任一时刻两探空仪的测量值之差 Δx_j 为

$$\Delta x_j = x_{1j} - x_{2j} = \varepsilon_{1j} - \varepsilon_{2j} \tag{14.3.2}$$

假定各同步测量是等精度的，于是可求得其均方差值 σ^2

$$\sigma^2 = \frac{1}{N-1}\sum_{j=1}^{N}\Delta x_j^2 = \frac{1}{N-1}\sum_{j=1}^{N}(\varepsilon_{1j}-\varepsilon_{2j})^2 = \frac{1}{N-1}\sum_{j=1}^{N}(\varepsilon_{1j}^2+\varepsilon_{2j}^2) = \sigma_{x_1}^2 + \sigma_{x_2}^2 \tag{14.3.3}$$

由于是同一类型的探空仪，可假定 $\sigma_{x_1}^2=\sigma_{x_2}^2$，于是

$$\sigma^2 = 2\sigma_x^2 \tag{14.3.4}$$

由此，可以求出该类型探空仪的测量误差 σ_x 为

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sigma^2}{2}} \tag{14.3.5}$$

由此可见，使用双施放比较法可以用同步差值 $x_{1j}-x_{2j}$ 的统计均方差 σ^2 来表示该型号探空仪的测量随机误差。但是，双施放比较法无法求出探空仪的系统误差。

14.3.2　三施放比较法

在同一气球下携带三个不同类型的探空仪进行同步测量，进行比较的方法，称为三施放比较法。设三个不同类型的探空仪分别为 A、B、C，在上升过程中，各探空仪的同步测量值分别为 $x_{ai},x_{bi},x_{ci}(i=1,2,3,\cdots,N)$，设三种探空仪的系统误差和随机误差分别为 $\eta_a,\eta_b,\eta_c;\varepsilon_{ai},\varepsilon_{bi},\varepsilon_{ci}$。则有

$$\begin{cases} x_{ai} = x_i + \eta_a + \varepsilon_{ai} \\ x_{bi} = x_i + \eta_b + \varepsilon_{bi} \\ x_{ci} = x_i + \eta_c + \varepsilon_{ci} \end{cases} \tag{14.3.6}$$

式中 x_i 为气象要素值(真值)。

于是,三个不同类型的探空仪中,两两探空仪之间的同步差值分别为

$$\begin{cases}\Delta x_{abi} = x_{ai} - x_{bi} \\ \Delta x_{aci} = x_{ai} - x_{ci} \\ \Delta x_{bci} = x_{bi} - x_{ci}\end{cases} \tag{14.3.7}$$

即

$$\begin{cases}\Delta x_{abi} = (\varepsilon_{ai} - \varepsilon_{bi}) + (\eta_a - \eta_b) \\ \Delta x_{aci} = (\varepsilon_{ai} - \varepsilon_{ci}) + (\eta_a - \eta_c) \\ \Delta x_{bci} = (\varepsilon_{bi} - \varepsilon_{ci}) + (\eta_b - \eta_c)\end{cases} \tag{14.3.8}$$

同步差中含有两部分误差的和,即随机误差和系统误差差值的和。随机误差的符号和大小都是随机的,当测量值足够多时,随机误差的均值趋于零。由此可得到两两探空仪之间的系统误差之差 $\eta_{ab}=(\eta_a-\eta_b)$,$\eta_{ac}=(\eta_a-\eta_c)$,$\eta_{bc}=(\eta_b-\eta_c)$为

$$\begin{cases}\eta_{ab} = \dfrac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\Delta x_{abi} \\ \eta_{ac} = \dfrac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\Delta x_{aci} \\ \eta_{bc} = \dfrac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\Delta x_{bci}\end{cases} \tag{14.3.9}$$

同样地,可以得到两两探空仪之间的均方差为

$$\begin{cases}\sigma_{ab}^2 = \dfrac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}(\Delta x_{abi} - \eta_{ab})^2 \\ \sigma_{ac}^2 = \dfrac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}(\Delta x_{aci} - \eta_{ac})^2 \\ \sigma_{bc}^2 = \dfrac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}(\Delta x_{bci} - \eta_{bc})^2\end{cases} \tag{14.3.10}$$

根据统计学原理 $\sigma_{ab}^2=\frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}(\varepsilon_{ai}-\varepsilon_{bi})^2$,可得

$$\begin{cases}\sigma_{ab}^2 = \sigma_a^2 + \sigma_b^2 \\ \sigma_{ac}^2 = \sigma_a^2 + \sigma_c^2 \\ \sigma_{bc}^2 = \sigma_b^2 + \sigma_c^2\end{cases} \tag{14.3.11}$$

由上式可解出三种探空仪的测量随机误差 $\sigma_a, \sigma_b, \sigma_c$ 分别为

$$\begin{cases} \sigma_a = \sqrt{\dfrac{\sigma_{ab}^2 + \sigma_{ac}^2 - \sigma_{bc}^2}{2}} \\ \sigma_b = \sqrt{\dfrac{\sigma_{ab}^2 + \sigma_{bc}^2 - \sigma_{ac}^2}{2}} \\ \sigma_c = \sqrt{\dfrac{\sigma_{ac}^2 + \sigma_{bc}^2 - \sigma_{ab}^2}{2}} \end{cases} \tag{14.3.12}$$

由此可见，三施放比较法，不但可以求出三种探空仪各自的随机误差 $\sigma_a, \sigma_b, \sigma_c$，还可以得出两两探空仪系统误差差值 $\eta_{ab}, \eta_{ac}, \eta_{bc}$ 的情况。

14.3.3　探空仪比对施放结果比较

世界气象组织（WMO）进行了国际无线电探空仪比对实验，对各国使用的无线电探空仪进行比对实验，通过比对实验，可得到不同探空仪温度、气压和相对湿度传感器各自的性能。

（1）温度传感器测量误差

表 14.1 是经 WMO 国际无线电探空仪比对和相应的其他实验在夜间测量所获得的，综合了温度传感器的相对性能特征，代表了至少 15 次实验平均的典型性能特征。

表 14.1　温度传感器系统误差和探空仪误差的估计值

温度传感器	系统误差（K）				探空仪误差（K）	
	300 hPa	100 hPa	30 hPa	10 hPa	30 hPa	10 hPa
涂铝热敏电容器（VaisalaRS80）	0.2～0.5	0.2～0.5	0.2～0.5	0.3～0.8	0.2	0.4
涂白漆棒状热敏电阻（VIZ）	−0.3～0.2	−0.4～0.3	−0.7～0.3	−2.2～−0.6	0.4	0.6
涂白漆棒状热敏电阻（MeiseiRS2-80）	−0.1	0.1	−0.5	−1.2	0.3	0.6
涂白漆棒状热敏电阻（MeiseiRS2-91）	0.1	0.1	−0.1	−0.1	0.2	0.3
涂白漆棒状热敏电阻（俄罗斯 MRZ）	0.2	0.2	−0.3	−0.8	1	1
钨丝（英国 RS3）	−0.1～−0.3	−0.1～−0.3	−0.1～−0.3	−0.1～−0.3	0.2	0.4
热电偶（瑞士 SRS-400）	−0.2	−0.2	−0.2	−0.2	0.3	0.5
双金属片＋辐射罩（中国 GZZ2）	0.2	0.2	−0.3	−1.8	0.8	2

表 14.2 是对选择的无线电探空仪温度传感器，在白天太阳高度角大于 20°时，经多次白天与夜间试验的温度差和白天探测的温度误差的估计值(2 倍标准偏差)。

表 14.2　温度传感器白天与夜间系统误差和探空仪误差的估计值

温度传感器	白天—夜间系统偏差(K)				白天探空仪误差(K)	
	300 hPa	100 hPa	30 hPa	10 hPa	30 hPa	10 hPa
涂铝热敏电容器(VaisalaRS80)	0.9	1.3	2.2	2.8	0.6	1
涂白漆棒状热敏电阻(VIZ)	0.4	1	1.6	2.5	0.8	1.2
涂白漆棒状热敏电阻(MeiseiRS2-80)	0.3	0.8	1.6	2.3	0.8	1.1
涂白漆棒状热敏电阻(MeiseiRS2-91)	0.6	1.3	2.0	2.5	0.9	1.3
涂白漆棒状热敏电阻(俄罗斯 MRZ)	1	1.8	3.3	5.1	1.2	1.4
钨丝(英国 RS3)	0.4	0.9	1.7	2.6	0.5	0.8
热电偶(瑞士 SRS-400)	0.4	0.9	1.4	1.8	0.6	0.8
双金属片+辐射罩(中国 GZZ2)	0.8	1.3	3.4	9.9	1.4	3

(2)气压传感器测量误差

WMO 对所选探空仪用雷达检验气压传感器的性能，对探空仪的系统误差和探测误差进行了估计，如表 14.3 所示。表中各国探空仪的气压传感器的形式为：英国 RS3 为电感转换器，VIZ1392 为气压开关，Philips RS4 为气压开关，Meisei RS2-80 为气压开关和中国 GZZ2 为机械联动电码探空仪。

表 14.3　气压传感器的系统误差和探空仪误差的估计

无线电探空仪类型	系统误差(hPa)			探空仪误差(hPa)		
	850 hPa	100 hPa	10 hPa	850 hPa	100 hPa	10 hPa
VaisalaRS80	1.0～0.5	−1～−0.5	−0.5～0	1	0.6	0.4
VIZ MkⅡ	0～1	0.7～1.1	0.3～0.7	1	0.6	0.4
Meisei RS2-91	0.2～1	−0.1～0.5	−0.2～0.2	1	0.6	0.6
AIR 智力探空仪	0.2～1	0.3～1.3	−0.2～1.2	1	0.6	0.4
英国 RS3	−0.6～0	−0.7～−0.2	−1～0.1	1.4	1.6	2

续表

无线电探空仪类型	系统误差(hPa)			探空仪误差(hPa)		
	850 hPa	100 hPa	10 hPa	850 hPa	100 hPa	10 hPa
VIZ1392	−0.1～0.5	−0.5～0.1	−0.5～−0.2	3.6	1.6	1
Philips RS4	2.2	3.2	2.2	3.6	2.8	2
Meisei RS2-80	−0.5～0.3	0～0.6	−0.2～0.2	2	0.8	0.4
中国 GZZ2	−3.3～−1.8	−2.5～−0.8	−1.3～0.5	5	3	2.6
俄罗斯 MRZ	−1.5～−0.5	−1.2～−0.8	0～0.2	7	3.5	0.5
瑞士 SRS-400	1～1.5	0.5～0.7	0.1～0.2	1.6	1	0.2

(3)湿度传感器测量误差

WMO 对探空仪的系统误差和探测误差进行了估计，如表 14.4 所示。表中各种相对湿度传感器在夜间温度高于−20℃的系统差值和探空仪误差。

表 14.4　湿度传感器的系统误差和探空仪误差的估计

湿度传感器	系统差值(%)			探空仪误差(%)		
	80%～90%	40%～60%	10%～20%	80%～90%	40%～60%	10%～20%
薄膜电容 VaisalaRS80A	−2	−1	0	6	6	4
薄膜电容 VaisalaRS80H	−1	0	0	6	6	4
薄膜电容 MeiseiRS2-91	−9	1	−4	8	6	4
碳湿敏电阻 VIZ MkⅡ	6	0	5	8	8	12
碳湿敏电阻 MeiseiRS2-80	−8	−4	9	8	6	8
碳湿敏电阻 VIZ1392	4	−3	10	8	8	12
肠膜 俄罗斯+英国	−8	−1	7	12	18	16
氯化锂 印度，MKⅢ，1985	−7	−7	12	20	20	22

14.3.4　客观分析法

利用等压面图，分析探空资料准确性的方法，称为客观分析法。该方法的理论依据是天气比较稳定，同一天气形势下相邻测站的气象要素应当具有可比性。利

用相邻测站的探空资料，精心绘制等高线，等温线、等湿线；然后用内插法，求出该站的位势高度，温度和湿度；最后，将内插值与实测值进行比较，即求出差值的平均值（系统误差）和均方差，便可估计该测站的探空质量。

习 题

(1)高空温、压、湿要素的探测方式有哪些？

(2)WMO 对高空气象探测温、压、湿要素的精度有哪些要求？

(3)高空气象探测对无线探空仪的设计提出了哪些要求？

(4)无线电探空仪的传感器有哪些种类？各有什么特点？

(5)无线电探空的遥测方式有哪些？各有什么特点？

(6)GZZ2 型探空仪主要由哪几部分组成？各部分的作用是什么？

(7)GZZ2 型探空仪的测量误差是多少？

(8)使用 GZZ2 型探空仪实施高空压、温、湿探测的方法步骤如何？

(9)GZZ2 型探空仪施放前为什么要进行预先准备？其方法、步骤如何？

(10)根据 GZZ2 型探空仪发回的信息记录，如何处理获得高空压、温、湿气象要素？

(11)什么是特性层？有哪些形式的特性层？

(12)无线电探空仪由惯性滞后引起的测温误差，在对流层顶以下和对流层顶以上有什么不同？为什么？

(13)GZZ2 型探空仪在测量中存在哪些误差？如何避免测量误差？

(14)什么是双施放比较法？什么是“三施放比较法”？什么是“客观分析法”？它们各有什么用途？

(15)在什么情况下，探空仪测温要进行辐射误差订正？

(16)利用无线电探空仪实施高空气象探测的方法和步骤有哪些？

(17)机械电码探空仪、电子探空仪、数字探空仪各有什么异同点？

(18)数字探空仪由哪些部分组成？其探测原理是什么？

(19)GPS 探空仪有何特点？

(20)计算弹道气象偏差量的原理和方法是什么？

第 15 章　主动式大气遥感

主动式大气遥感是指遥感器向大气发射电磁波或声波信号，接收与大气相互作用后的信号，从中提取气象要素信息的方法和技术。按工作波段划分，主动式大气遥感有大气微波遥感、大气光波遥感和大气声波遥感；按探测设备划分，主要有天气雷达、风廓线仪、激光雷达、声雷达以及 GNSS 等。本章首先介绍电磁波在大气中的传播特性，然后重点阐述天气雷达探测原理，并对风廓线仪、激光气象雷达、声雷达和 GNSS 大气遥感原理作简要介绍。

15.1　电磁波在大气中的传播

15.1.1　电磁波的基本性质

波是振动在空间的传播。如在空气中传播的声波，在水面传播的水波，在地壳中传播的地震波等，它们都是由振源发出的振动在弹性介质中的传播，这些波统称为机械波。在机械波里，振动着的是弹性介质中质点。光波、热辐射、微波、无线电波等都是由振源发出的电磁振荡在空间的传播，这些波称之为电磁波。电磁波具有波动和粒子两重性质。

15.1.1.1　波动性

所谓波动性，指的是电磁波的时空周期性，可以用波长、速度、周期和频率来表示。电磁波是一种伴随电场和磁场的横波，在平面波内，电场 $\boldsymbol{E}$ 和磁场 $\boldsymbol{H}$ 的振动方向是在与波行进方向成直角的平面内，如图 15.1 所示。理论上电磁波的波长 λ、频率 f 以及速度满足关系式

$$f \cdot \lambda = c \tag{15.1.1}$$

式中真空中电磁波以光速 $c=2.998\times10^{8}$ m/s 的速度传播。

电磁波的波动性主要表现为电磁波具有干涉、衍射、偏振以及散射等现象。

15.1.1.2　粒子性

电磁辐射与物质作用时，电磁波具有粒子性。将电磁波作为粒子对待时，其能量 Q 为

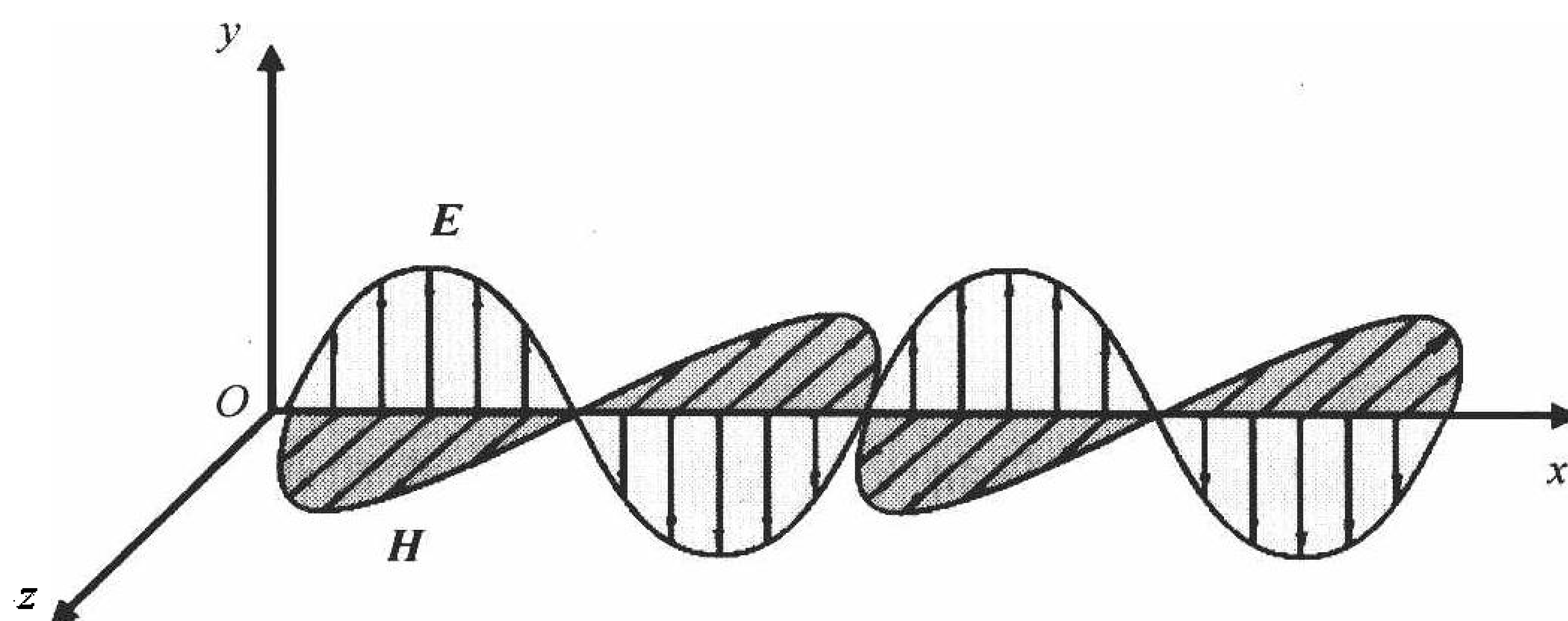


图 15.1　电磁波波动示意图

$$Q = h \cdot f \tag{15.1.2}$$

式中 h 为普朗克常数($h=6.626\times10^{-34}\,\mathrm{J\cdot s}$)。

电磁波的粒子性表现为电磁辐射的光电效应、康普顿效应等。

15.1.2　电磁波波谱

电磁辐射包括太阳辐射、地球大气的热辐射和无线电辐射等。它的波长范围很广,从 10^{-10} μm 的宇宙射线至 10^{10} μm 的无线电波。电磁波谱是按电磁波在真空中的波长或频率来划分的。它包括无线电波、微波、红外光、可见光、紫外线、X 射线、γ 射线、宇宙射线等。表 15.1 给出了电磁波的分类和名称。其中,红外线的各波段的名称及其波长范围以及微波的波长范围根据使用者的需要而有所不同,不是固定的。这里只是表示在遥感中一般所使用的名称和波长范围。另外,在不同波段,习惯使用的波长单位也不同。在无线电波段波长的单位取千米(km)或米(m);在微波段用厘米(cm)或毫米(mm);在红外波段用微米(μm);在可见光直至 γ 射线波段用微米或纳米(nm)等。其中,1 mm=10^3 μm,1 μm=10^3 nm。

尽管各种辐射本质是一样的,但是由于频率和波长的不同,它们都还有各自的特点。

紫外线是由于原子和分子内部电子状态的改变引起的,由于它的频率高,各种物质对短的紫外线波都有强烈的吸收。如小于 0.3 μm 的紫外线通过大气层时几乎全部被臭氧吸收,而 0.3～0.4 μm 是紫外线的大气窗区。目前,大气遥感中主要利用紫外线波段探测大气臭氧和二氧化碳等。

可见光谱区波长间隔狭窄,波长范围在 0.4～0.76 μm 之间。该范围波长的最大特点是它对人眼的视网膜施以一种特殊的刺激引起视觉,因而人眼可感知它。可见光光量子足以对物质实施各种化学作用和电子作用。影响地球大气系统的太阳辐射的主要部分就是可见光辐射。

表 15.1　电磁波的分类和名称

名称			波长范围	频率范围
紫外线			10 nm～0.4 μm	750～3000 THz
可见光			0.4 ～0.76 μm	400～750 THz
红外线	近红外		0.76～1.3 μm	230～400 THz
	短波红外		1.3～3 μm	100～230 THz
	中红外		3～8 μm	38～100 THz
	热红外		8～14 μm	22～38 THz
	远红外		14～1000 μm	0.3～22 THz
无线电波	微波	毫米波	1～10 mm	30～300 GHz
		厘米波	1～10 cm	3～30 GHz
		分米波	0.1～1 m	0.3～3 GHz
	超短波		1～10 m	30～300 MHz
	短波		10～100 m	3～30 MHz
	中波		0.1～1 km	0.3～3 MHz
	长波		1～10 km	30～300 kHz
	超长波		10～100 km	3～30 kHz

红外光谱段 0.76～1000 μm，它还可以分为近红外、中红外和远红外波段区。它是由于分子、质子和电子的振动转动状态的改变而发生的辐射。近红外又叫发射红外，这是因为在这个波段，来自太阳光的发射成分比来自地表的辐射成分要大的缘故。中红外和远红外也叫热辐射或温度辐射，这是由于它和温度关系密切，物质辐射出的总能量随温度的升高而迅速上升。红外线是人眼看不见的一种光线，但热敏电阻、光电管能感应它。地球大气发生的辐射主要是红外辐射，因而对红外辐射特性的了解对探测地球大气的特性有重要意义。

微波波段 30 cm～1 mm，在主动遥感时，通常由调速管或磁控管产生。微波在发生、传递和探测等方面都与波长比它短的可见光和红外线，以及比它长的普通无线电波有所不同。与可见光和红外相比，微波在大气中衰减较小，具有全天候探测的特点，不受云层覆盖的影响，在地球资源调查、大气海洋探测等方面有广泛应用。与普通无线电波相比，微波处于无线电波谱的高端，波长短，使得同样尺寸天线的辐射具有较高的方向性和分辨能力。

与行星大气中辐射能量传输有关的最重要谱区位于紫外线与微波之间。

15.1.3　电磁波在大气中的折射

由物理学可知，电磁波在真空中或在物理性质均匀的介质中传播时，按直线前进。但由于实际大气的物理性质不均匀，电磁波在大气中传播时，路径会发生弯曲，这种现象称之为大气折射。在发生折射的同时，部分电磁波能量被介质吸收。通常，用复折射率 m 来描述其特性

$$m = n - \mathrm{i}k \tag{15.1.3}$$

式中实数项 n 为折射率，虚数项 k 为介质的吸收率。在只考虑电磁波传播路径时，为简化处理，可以将虚数项忽略。

由于大气折射率 n 与真空折射率($n_c=1$)值非常接近，故大气折射率 n 常用折射率指数 N 表示*，亦称为大气折射率差。由第 13 章高空风探测的式(13.3.36)可知

$$N = (n-1) \times 10^6 \tag{15.1.4}$$

根据理论分析和实验观测，大气折射率指数 N 与大气温、压、湿等气象要素有关，关系式为

$$N = K_1 \frac{p_d}{T} - K_2 \frac{e}{T} + K_3 \frac{e}{T^2} \tag{15.1.5}$$

式中 p_d 表示干空气气压，e 表示水汽压，都以 hPa 为单位；T 是大气温度，用绝对温度(K)表示；K_1，K_2，K_3 是由实验决定的常数。对于波长大于 2 cm 的微波，近似值分别为 77.6(K/hPa)、56(K/hPa)和 3.75×10^5(K/hPa)。

(15.1.5)式右边第一项表示干空气的折射率指数，后两项表示水汽对折射率指数的影响。因为大气压 $p=p_d+e$，故(15.1.5)式一般可近似写成

$$N = \frac{A}{T}\left(p + \frac{Be}{T}\right) \tag{15.1.6}$$

式中 A，B 为待定常数。

对波长为 2 cm～3 m 的无线电波而言

$$A = 77.6, \quad B = 4810$$

对于光波而言

---

* N 在文献中也常称为折射模数(refractive modulus)

$$A = 77.6(1 + 7.52/\lambda^2), \quad B = 0,$$

式中 λ 为入射光波长，单位为 μm。

大气中 p, T, e 是随时间和空间变化的，因此，N 也是随时间和空间变化的函数。在对流层中 p, T, e 在垂直方向上的变化比水平方向大得多，折射率指数的垂直变化也必然远远大于水平的变化。为了简化讨论折射率指数在大气中的变化问题，忽略水平变化，把大气看成球面分层大气，主要讨论 N 的垂直变化。

由(15.1.6)式，可得到

$$\frac{dN}{dz} = \frac{A}{T}\frac{dp}{dz} - \frac{A}{T^2}\left(p + \frac{2Be}{T}\right)\frac{dT}{dz} + \frac{AB}{T^2}\frac{de}{dz} \tag{15.1.7}$$

设电磁波相对于地球表面的路径曲率为 K，并假定 $K>0$ 为向上弯曲，则有

$$K = \frac{1}{r_e} + \frac{dN}{dz} \times 10^{-6} \tag{15.1.8}$$

式中 z 为高度，r_e 为地球半径。

下面讨论大气折射率指数各种情况下电磁波在大气中传播特性。

(1)负折射

当 $\frac{dN}{dz}>0$，则：$K>\frac{1}{r_e}=15.7\times10^{-8}\ \mathrm{m}^{-1}$

即折射率指数随高度增加，电磁波的传播路径弯离地面向上。此时，正常传播时能接收到的电磁波信号将难以收到。这种情形称为负折射。它不利于通讯和雷达探测。

(2)无折射

当大气为均质大气时，$\frac{dN}{dz}=0, K=\frac{1}{r_e}$，

即折射率指数不随高度改变，电磁波传播路径为直线。

(3)正折射

当 $\frac{dN}{dz}<0$ 时，$K<\frac{1}{r_e}$

即折射率指数随高度递减，电磁波传播路径弯向地面，这种情形叫正折射。它是电磁波传播的一般情况。其中又可分为三种特殊情况：

①标准折射：在“标准大气”中，$\frac{dN}{dz}=-4\times10^{-2}\ \mathrm{m}^{-1}, K=11.7\times10^{-8}\ \mathrm{m}^{-1}$，它反映了对流层内大气折射的平均情况。

②临界折射：当 $\frac{dN}{dz}=-15.7\times10^{-2}\ \mathrm{m}^{-1}$ 时，$K=0$，相对曲率为零，说明此时电

磁波传播的路径离地表面的高度保持不变，这种情形叫临界折射。

③超折射：当$\frac{dN}{dz}<-15.7\times10^{-2}\ m^{-1}$，$K<0$，电磁波传播路径向下弯曲的曲率半径小于地球半径。此时，电磁波传播的路径很快弯曲折向地面，电磁波可能在地面反射后以足够强度继续向前传播，而传到很远距离。由于超折射的结果，波可以在一层大气中传播，形成大气波导。

图 15.2 给出了各种折射情形下电磁波的传播路径示意图。

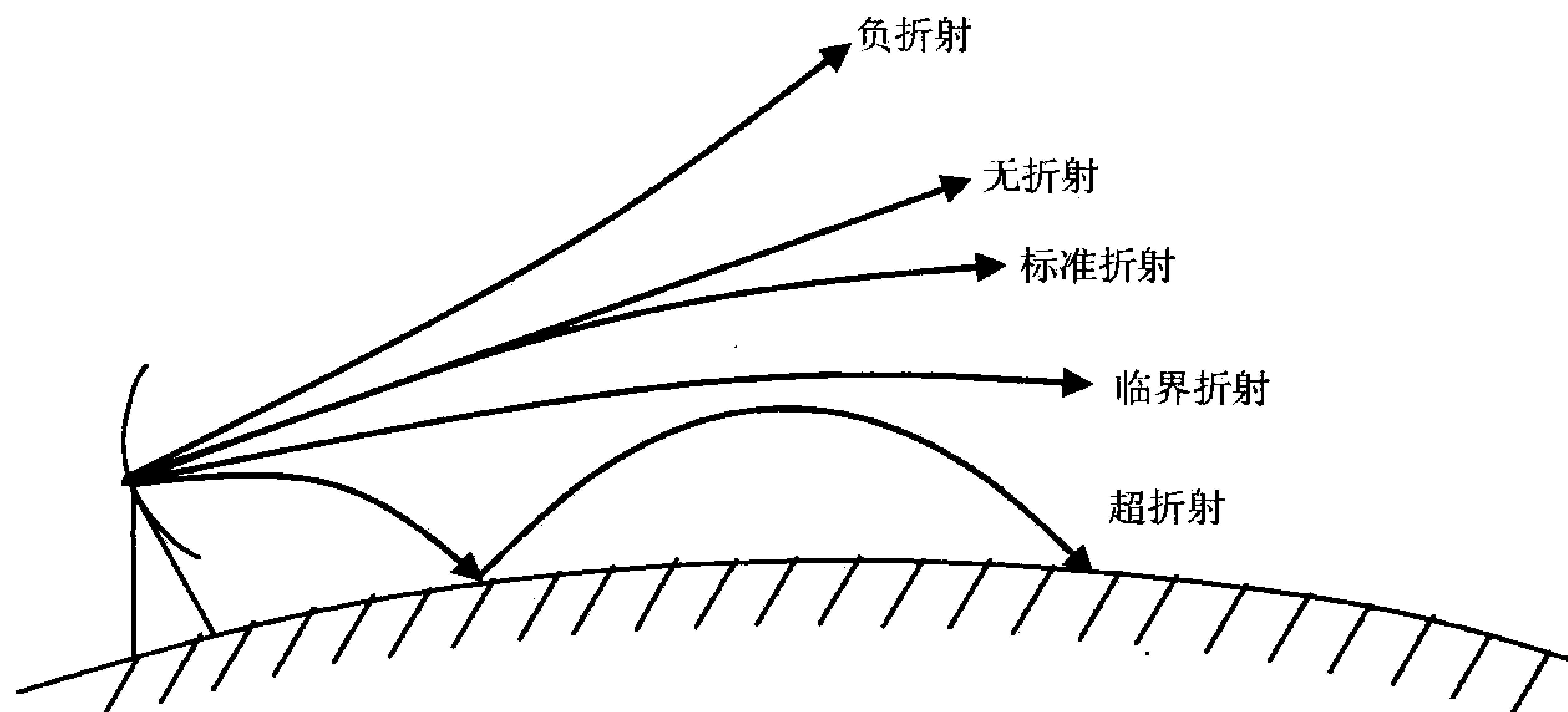


图 15.2　各种折射情形下电磁波的传播路径

对于光波，N 主要依赖于温度

$$\frac{dN}{dz}\approx\frac{\partial N}{\partial T}\frac{dT}{dz}=-77.6\frac{p}{T^2}\frac{dT}{dz}\tag{15.1.9}$$

此时，光折射情况主要决定于温度层结构。当$\frac{dT}{dz}>0$，即存在逆温层时，$\frac{dT}{dz}<0$。近地面层空气形成上热下冷的剧烈逆温时，低层空气密度就比高层大得多。在大气折射的作用下，地面实物的景象向上抬升而显现在空中，看起来似乎在空中某一高度上出现了景物，海市蜃楼这类光学现象就是由于超折射而形成的，如图 15.3 所示。

15.1.4　电磁波在大气中的散射、吸收和衰减

当电磁波在大气中传播时，被入射电磁波照射的大气气体分子和气溶胶粒子，其表面会感应出复杂的电荷和电流分布，这一交变电荷与电流分布就要向外辐射电磁波，这种现象称之为散射。同时，电磁波在粒子内部传播，有电流在粒子内部

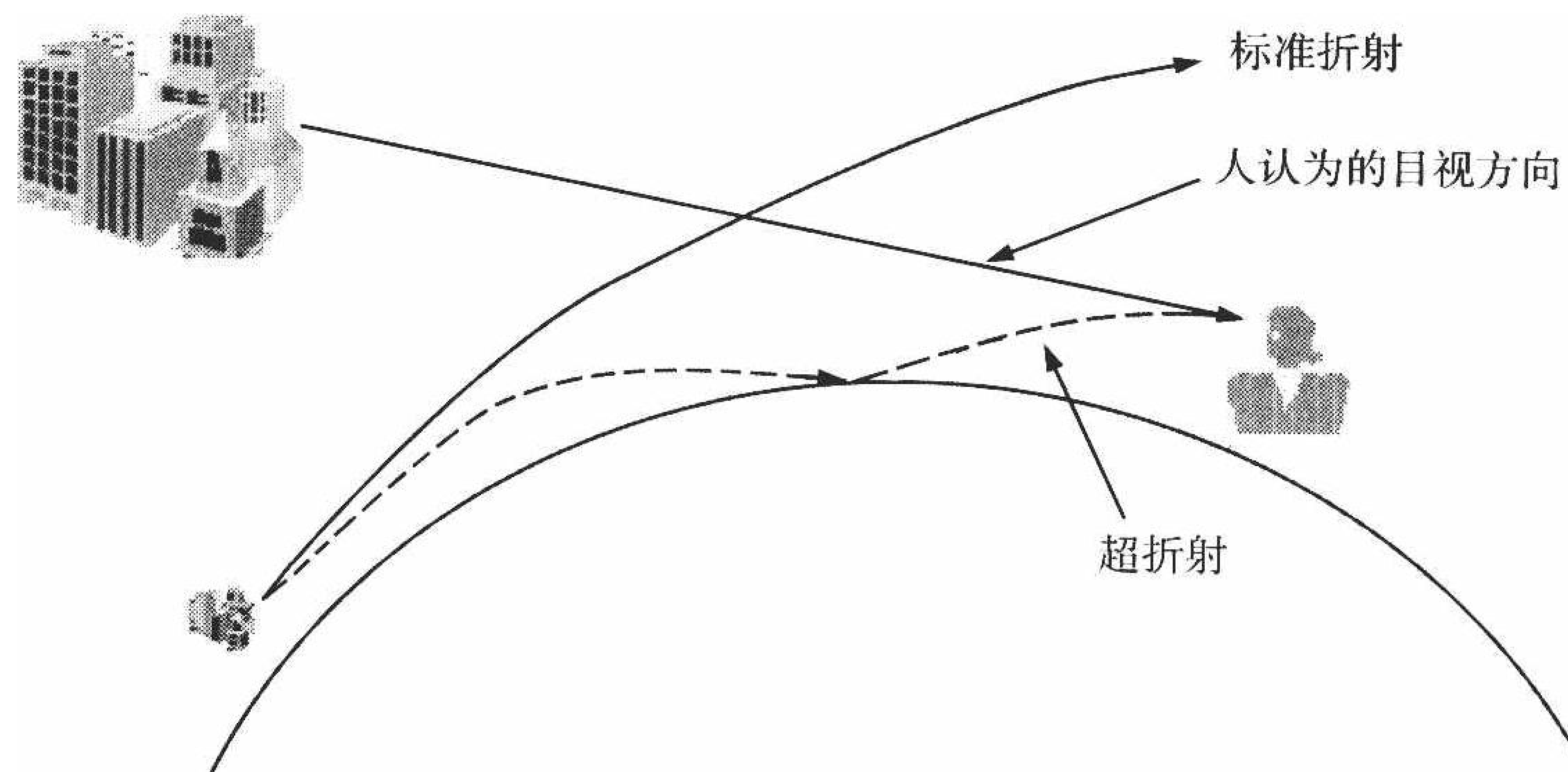


图 15.3 海上超折射形成海市蜃楼的示意图

流动，必有一部分能量要被吸收或转化为焦耳热，产生“介质损耗”，这就是粒子对入射波的吸收作用。散射作用使一部分入射波能量偏离原来传播方向而向四面八方辐射，所以，对定向传播的入射波来说，散射和吸收作用都同样造成入射波能量的消弱，故统称为衰减。

15.1.4.1 单个粒子散射、吸收和衰减的表示方法

为了研究大量粒子聚合物——大气的散射、吸收和衰减，首先要讨论单个粒子的散射、吸收和衰减的物理过程。

(1)表示散射、吸收和衰减的几个物理量

(a) 散射截面 Q_s

设想以散射粒子为中心作一个球面，通过这球面积 A 的散射波能量称为散射总能量。以 P_s 表示单位时间通过球面 A 的总散射能，S_s 表示散射波的能流密度[能量/(时间×面积)]，S_i 表示入射波的能流密度，则总散射功率 P_s 为

$$P_s = \oiint_A S_s \cdot \mathrm{d}A \tag{15.1.10}$$

一般总散射功率与入射波能流密度成正比，入射波越强，则散射波总功率就越大，因此，有

$$P_s = Q_s \cdot S_i \tag{15.1.11}$$

式中 Q_s 为比例系数，单位为面积，称之为散射截面，它是一个等效面积。

(b) 吸收截面 Q_a

粒子的吸收特性也可以用一个吸收截面 Q_a 来表示。与散射截面的定义相似，有

$$P_a = Q_a \cdot S_i \tag{15.1.12}$$

式中 Q_a 的单位也是面积，P_a 为吸收总功率。

(c) 衰减截面 Q_t

粒子对电磁波的散射和吸收都将造成定向传播的入射波能量减小，故总衰减功率 P_t 为

$$P_t = P_s + P_a \tag{15.1.13}$$

同样地，引入衰减截面 Q_t，即

$$P_t = Q_t \cdot S_i \tag{15.1.14}$$

显然三个等效截面有如下的关系

$$Q_t = Q_s + Q_a \tag{15.1.15}$$

(d) 后向散射截面 σ

在主动式大气遥感中，所关心的往往是后向散射的能量，即回波强度。粒子的后向散射特性通常用后向散射截面来描述。其定义如下：

设一理想散射体，其散射截面为 σ，它散射的能量是空间各向同性分布的。若实际粒子的后向散射能流密度正好等于同距离理想散射体散射回接收天线的能流密度，则该理想散射体的散射截面就称为该实际粒子的后向散射截面，亦称雷达截面。

设粒子离接收天线的距离为 R，入射波的能流密度为 S_i，将定义用公式表示，则粒子后向散射到天线处的能流密度 $S_s(\pi)$ 为

$$S_s(\pi) = \frac{S_i \sigma}{4\pi R^2} \tag{15.1.16}$$

由此得到后向散射截面 σ 为

$$\sigma = 4\pi R^2 \frac{S_s(\pi)}{S_i} \tag{15.1.17}$$

(2)球形粒子的散射理论

由前面所述已知，粒子的散射原因是入射电磁波照射到粒子时，入射波的电磁场就使粒子极化，感应出复杂的电荷分布和电流分布，它们也要以同样的频率发生变化，这种高频变化的电荷分布和电流分布就要向外辐射电磁波，这种二次辐射的电磁波就是散射波。而这个粒子即成为散射中心或散射源。

对于一个散射粒子来说，散射能量的分布是三维空间的函数。如果散射粒子具有某种对称性，则散射能的分布亦具有某种对称性。图 15.4 给出了粒子散射的

散射方向图，它与粒子的半径 r、入射波长 λ 之比（$x=2\pi r/\lambda$）有很大的关系。当粒子半径远小于入射波的波长时，即所谓小粒子情形，它的散射波在前后两个半球基本是对称的，如图 15.4(a)所示；当粒子大一些，前向散射就超过后向散射，如图 15.4(b)所示；对于更大的粒子，前向散射就更大，散射波集中于前向，而且，在某些角度上还会出现极值点，如图 15.4(c)所示。

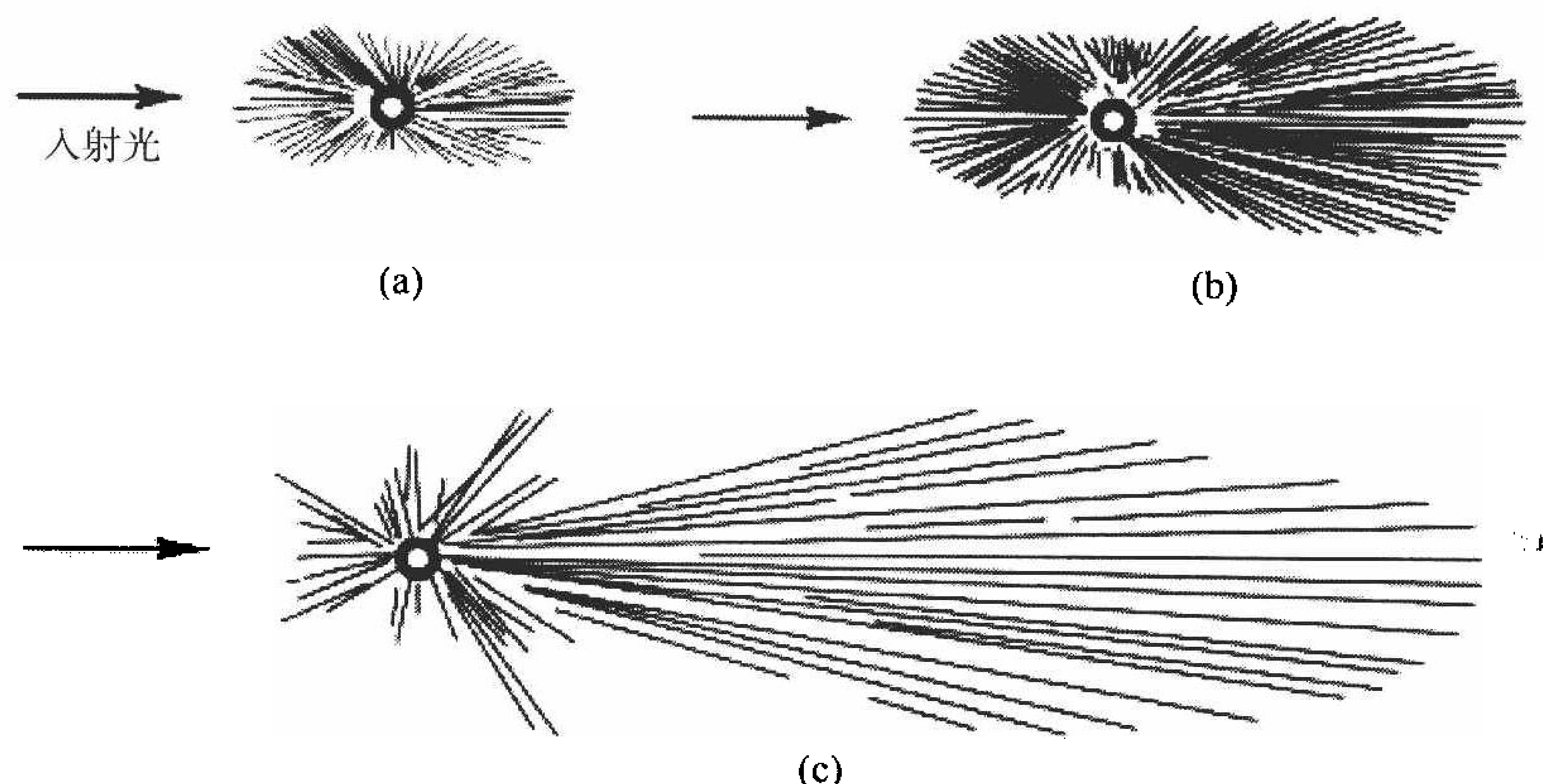


图 15.4　散射方向示意图

(a)小粒子，半径为波长的 1/10；(b)中等粒子，半径为波长的 1/4；(c)大粒子，半径大于波长

如果一个粒子是各向同性的，则粒子的散射特性将由粒子的大小、折射率以及入射波的波长决定，这就是散射三要素。根据这三个要素，可以通过散射理论计算出散射能量的分布和偏振状态。但实际大气中的粒子并不满足各向同性的条件。因此，目前通过散射理论只能对圆球形、圆柱形、椭球形等少数几何形状比较简单的粒子计算它们的散射能量分布。

(a)小粒子散射(分子散射、瑞利散射)

研究散射问题时，所谓粒子的大小是相对于电磁波的波长而言，如前所述，用 $x=2\pi r/\lambda$ 来表示。当粒子尺度 $x\ll 1$，这时的散射称为瑞利散射(Rayleigh scattering)。空气分子对可见光的散射，云滴对微波的散射都属于这种情况。满足瑞利散射条件时，通过求解电磁场理论中的麦克斯韦方程组，可得到粒子的散射截面 Q_s、吸收截面 Q_a、后向散射截面 σ_r 分别为

$$Q_s=\frac{128}{3}\cdot\frac{\pi^5 r^6}{\lambda^4}\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2 \tag{15.1.18}$$

$$Q_a=\frac{8\pi^2 r^3}{\lambda}\mathrm{Im}\left(-\frac{m^2-1}{m^2+2}\right) \tag{15.1.19}$$

$$\sigma_r = \frac{64\pi^5 r^6}{\lambda^4}\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2 \tag{15.1.20}$$

这里 Im 是指取$\left(-\frac{m^2-1}{m^2+2}\right)$的虚部。衰减截面则是散射截面和吸收截面之和，如(15.1.15)式所示。

(b)大粒子散射(米散射)

当粒子半径大于入射波波长$\frac{1}{10}$时，散射的性质就比较复杂。1908 年米(G. Mie)从麦克斯韦方程组推导出了均匀介质圆球形粒子对平面波散射的函数表达式，习惯上称为米散射公式，其粒子的散射截面 Q_s，衰减截面 Q_t，后向散射截面 σ_γ 分别为

$$Q_s = \frac{\lambda^2}{2\pi}\sum_{i=1}^{\infty}(2n+1)(|a_n|^2+|b_n|^2) \tag{15.1.21}$$

$$Q_t = \frac{-\lambda^2}{2\pi}\mathrm{Re}\sum_{i=1}^{\infty}(2n+1)(a_n+b_n) \tag{15.1.22}$$

$$\sigma_\gamma = \frac{\lambda^2}{4\pi}\left|\sum_{i=1}^{\infty}(-1)^n(2n+1)(a_n+b_n)\right|^2 \tag{15.1.23}$$

式中 a_n，b_n 称之为散射场系数，它们是粒子尺度 ρ，复折射率 m 的特殊函数。

15.1.4.2 粒子群的散射、吸收和衰减的表示方法

在雷达探测实际大气中的云、雨时，接收到的散射是由一群粒子共同构成的。定义群体散射系数 K_s，群体吸收系数 K_a 和群体衰减系数 K_t，它们分别代表单位体积内粒子群的总散射截面、吸收截面和衰减截面。把大气分为分子大气和气溶胶两部分，分子大气中的气体分子的尺度很小，就不细分分子的大小，气溶胶粒子的大小差异很大，则用函数 $N(r)$来表示单位体积内半径为 r 的粒子数。这样区分后，就有

$$K_s = N_m Q_{sm} + \int_0^{\infty} N(r)Q_s(r)\mathrm{d}r \tag{15.1.24}$$

$$K_a = N_m Q_{am} + \int_0^{\infty} N(r)Q_a(r)\mathrm{d}r \tag{15.1.25}$$

$$K_t = N_m Q_{tm} + \int_0^{\infty} N(r)Q_t(r)\mathrm{d}r \tag{15.1.26}$$

式中 Q_{sm}，Q_{am}，Q_{tm} 分别表示空气分子的散射截面、吸收截面和衰减截面；N_m 为单

位体积内的空气分子数，在标准情况下每立方厘米空气中的分子数为

$$N_m = 2.7 \times 10^{19}\ \mathrm{cm}^{-3} \tag{15.1.27}$$

$N(r)$为单位体积内，半径为 r 的粒子数；$Q_s(r)$，$Q_a(r)$，$Q_t(r)$分别表示半径为 r 的粒子的散射截面、吸收截面和衰减截面。

15.1.5　电磁波在大气中传播的多普勒效应

当波源与测量仪器有相对运动时，接收仪器测量到的信号频率与波源发射频率会发生偏移。

当电磁波在大气中传播时，若气象目标相对于测量仪器有径向运动时，仪器发射频率与气象目标散射回波频率亦会发生偏移。设频率偏移量为 f_D，则有

$$f_D = \frac{1}{2\pi}(\boldsymbol{K}_s - \boldsymbol{K}_0) \cdot \boldsymbol{V} \tag{15.1.28}$$

式中 $\boldsymbol{K}_0$，$\boldsymbol{K}_s$ 分别为发射波矢量和散射波矢量；$\boldsymbol{V}$ 为气象目标运动速度矢量。

15.2　天气雷达遥感

雷达是英文 Radar(RAdio Detection and Ranging 的缩写)的音译，它的含义是用无线电波进行探测和测距。大气探测的天气雷达，是能发射电磁波信号，并根据接收到的气象目标散射回波信息来推断和估计云、雨、风等气象要素的时空分布状况的现代探测设备。目前约有 1000 部以上的天气雷达布设在世界各地，已经成为气象部门最重要的大气探测和危险性天气监测手段之一。

15.2.1　天气雷达的发展

依据气象业务中使用的雷达技术体制，天气雷达大致经历了四个发展阶段。

军用雷达的改装使用阶段。第二次世界大战末期，由于微波磁控管的研制成功和微波技术在雷达中的应用，雷达技术得到了快速发展。针对军用空情警戒雷达使用中发现的云雨回波，气象学家根据气象目标特点，对军用空情警戒雷达的接收处理与显示部分进行适当改装，实现了对云雨目标的位置及强弱性质的探测。如 1940 年代末期，美国国家天气局用的 WSR-1 和 WSR-3，都是由 ASR 系列雷达改装的。1950 年代英国生产的 Decca 41 和 Decca 43 等也是改装自军用雷达。我国也曾在 1950 年代末引进 Decca 41 雷达用于监测天气。当时雷达选用的波长主要采用 X 波段，少量采用 S 波段，性能与军用的警戒雷达差不多。

模拟式天气雷达阶段。1950 年代中期，根据气象探测的需求，开始专门设计

用于监测危险性天气和估测降水的雷达，并命名为天气雷达。1957年美国天气局设计生产了S波段WSR-57天气雷达，主要是在波长选择和信号接收处理上作了较多的考虑，对回波信号强度测量和图像显示方面作了不同于军用的设计，以适应气象目标探测要求，监测大范围降水和定量估测降水。该时期的雷达属于模拟信号接收和模拟图像显示的雷达，观测资料的存储采用对显示器上显示的回波进行照相，资料处理主要是事后的人工整理和分析。我国在1960年代末1970年代初也自行研制成功X波段711型天气雷达，以后又陆续研制成功X波段712、C波段713、S波段714等不同型号的天气雷达，技术水平与国外同期产品相当。

数字式天气雷达阶段。1970年代以后，随着数字技术和计算机技术的发展和使用，计算机速度的加快，使天气雷达信号与数据图像处理能力增强，天气雷达资料的定量处理达到实时性要求，天气雷达与计算机技术结合，出现数字化天气雷达。典型产品有美国WSR-74天气雷达。同时也将数字技术与计算机技术用于对原有的模拟天气雷达进行改造，使其具有数字化处理功能。我国在改革开放之后，随着对外交流和计算机技术的引进，开始研究天气雷达资料的数字化处理技术。1980年代中期我国出现了数字化天气雷达改装与应用研究的高潮，进行了一些模拟天气雷达的数字化改造工作。

多普勒天气雷达布网使用阶段。多普勒天气雷达出现于1970年代，但直到1990年代才开始业务布网使用。刚开始出现的多普勒天气雷达，主要是科研性质的，数量不多且集中在大学与科研机构，进行一些探测科研实验。由于多普勒天气雷达信息丰富、数据量大，因此，受到回波资料处理速度慢与结果难以直观显示两大问题的困扰。直到1970年代中期以后，计算机速度明显提高且出现彩色显示器，多普勒天气雷达回波的实时处理与实时显示问题才得以解决。美国的雷达气象研究人员开展了大量的观测与研究工作，组织了多普勒天气雷达和普通天气雷达的联合观测实验(JDOP)，实验结果令人鼓舞，从而进一步明确了多普勒天气雷达的优越性。美国于1988年完成下一代多普勒天气雷达(NEXRAD)的研制、测试、考核工作，正式定名为WSR-88D。在美国国会通过预算后，于1990年开始全面更换布设新一代多普勒天气雷达，到1996年结束，总计布设166部WSR-88D，分布于美国本土、海外以及教育训练基地。WSR-88D不仅有更强的探测能力，较好地定量估测降水的性能，还具有获取风场信息的功能，有丰富的应用处理软件，可为用户提供多种监测和预警产品。美国天气局在雷达布设完成后的观测统计表明，WSR-88D明显改善了对冰雹、龙卷风等强风暴天气的监测准确率，缩短了预警警报发布时间。我国也十分重视多普勒天气雷达技术的发展。1980年代末研制成功中频锁相技术的多普勒天气雷达，1990年代后期研制成功全相参技术的多普勒天气雷达，到20世纪末，我国已具备X，

C,S 三个波段多普勒天气雷达的研制生成能力,并已开始装备气象、民航和军队等部门。在 21 世纪初,中国气象局开始实施新一代多普勒天气雷达的业务布网工作,计划布设 158 部,其中 C 波段 71 部,主要分布在内陆;S 波段 87 部,主要分布在长江流域和沿海。我国新一代天气雷达分布如图 15.5 所示。目前已有 110 部新一代天气雷达站建成投入业务使用。为了改善雷达探测降水和识别降水粒子相态和尺度的能力,提高多普勒天气雷达性能,将采用双线偏振多普勒技术。到 2010 年,快速扫描多普勒雷达、多极化雷达、毫米波雷达、调频连续波雷达等也将迅速发展。



图 15.5　中国气象局新一代多普勒天气雷达业务布网计划图

15.2.2　天气雷达构成及工作原理

天气雷达通常由天线馈线分系统、伺服分系统、发射分系统、接收分系统、信号处理分系统、监控分系统、光纤通信分系统、数据处理及显示分系统、电源分系统等组成,如图 15.6 所示。

发射分系统也可简称为发射机,其主要功能是周期性地产生时间上短促而峰值功率强大的高频振荡电磁波,经过天线馈线分系统后再发射出去。发射分系统是间歇性工作的,在短暂的工作时间中产生电磁波并发射出去.然后停息直到进入下一个周期。图 15.7 为发射分系统工作波形图。这种间歇性工作方式类似人的

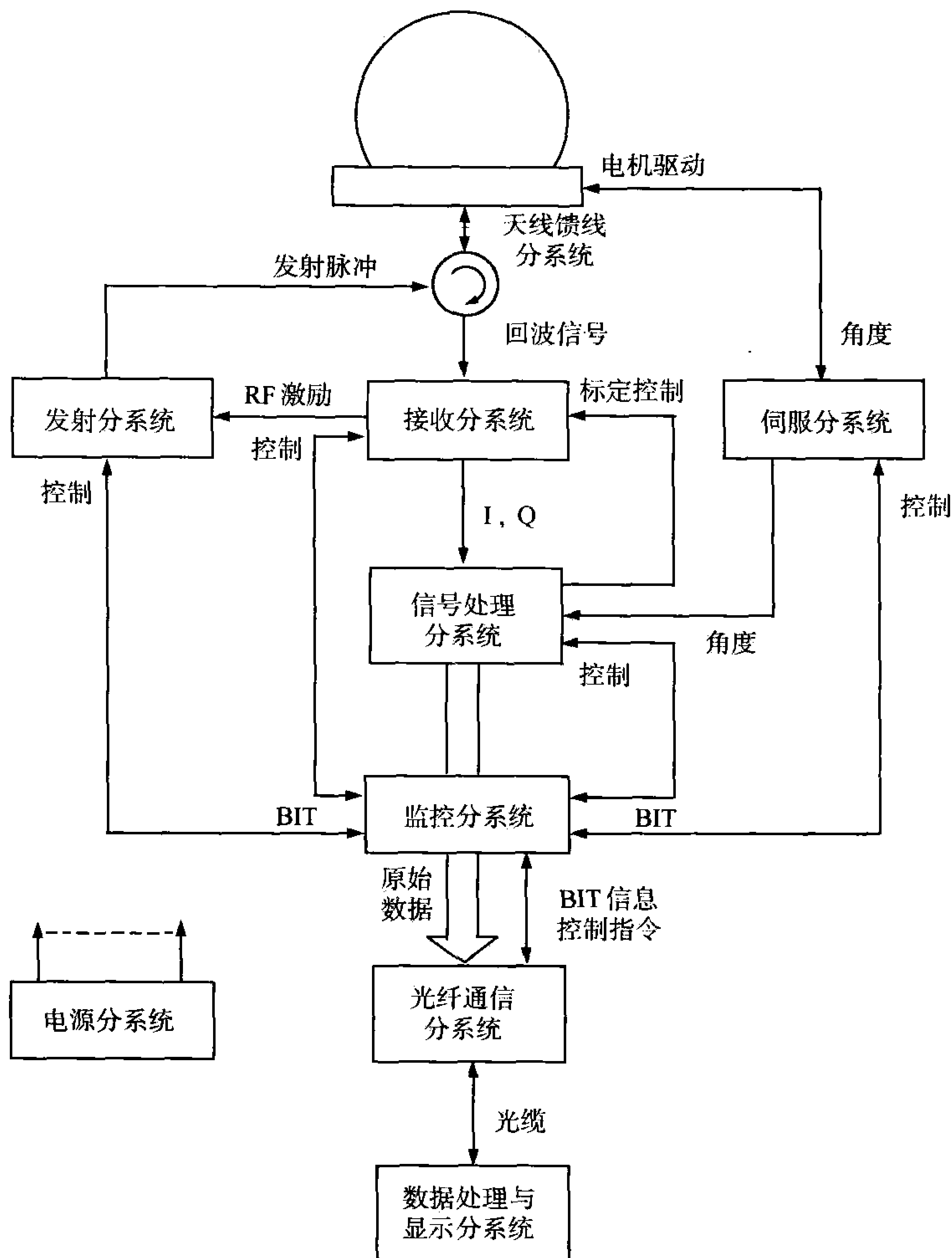


图 15.6 天气雷达组成框图
（引自胡明宝，2007）

脉搏跳动，所以常把这种发射称为脉冲发射，这种雷达称为脉冲波雷达。天气雷达发射波通常为极化波，即场强在各方向分布不均匀（光学中称此现象为偏振，无线电学中称为极化，目前常混用）。如果电矢量只在一个平面内振动，称为线极化波；如果电矢量振动的轨迹为圆，称圆极化波；如果电矢量振动的轨迹为椭圆，称椭圆极化波。目前的天气雷达大多只发射并接收水平线极化波。发射分系统有关的主要技术指标为脉冲重复频率与脉冲重复周期、波长、脉冲宽度和发射功率等。

天线馈线分系统中，馈线为连接发射机与天线之间的波导管，其主要功能是将

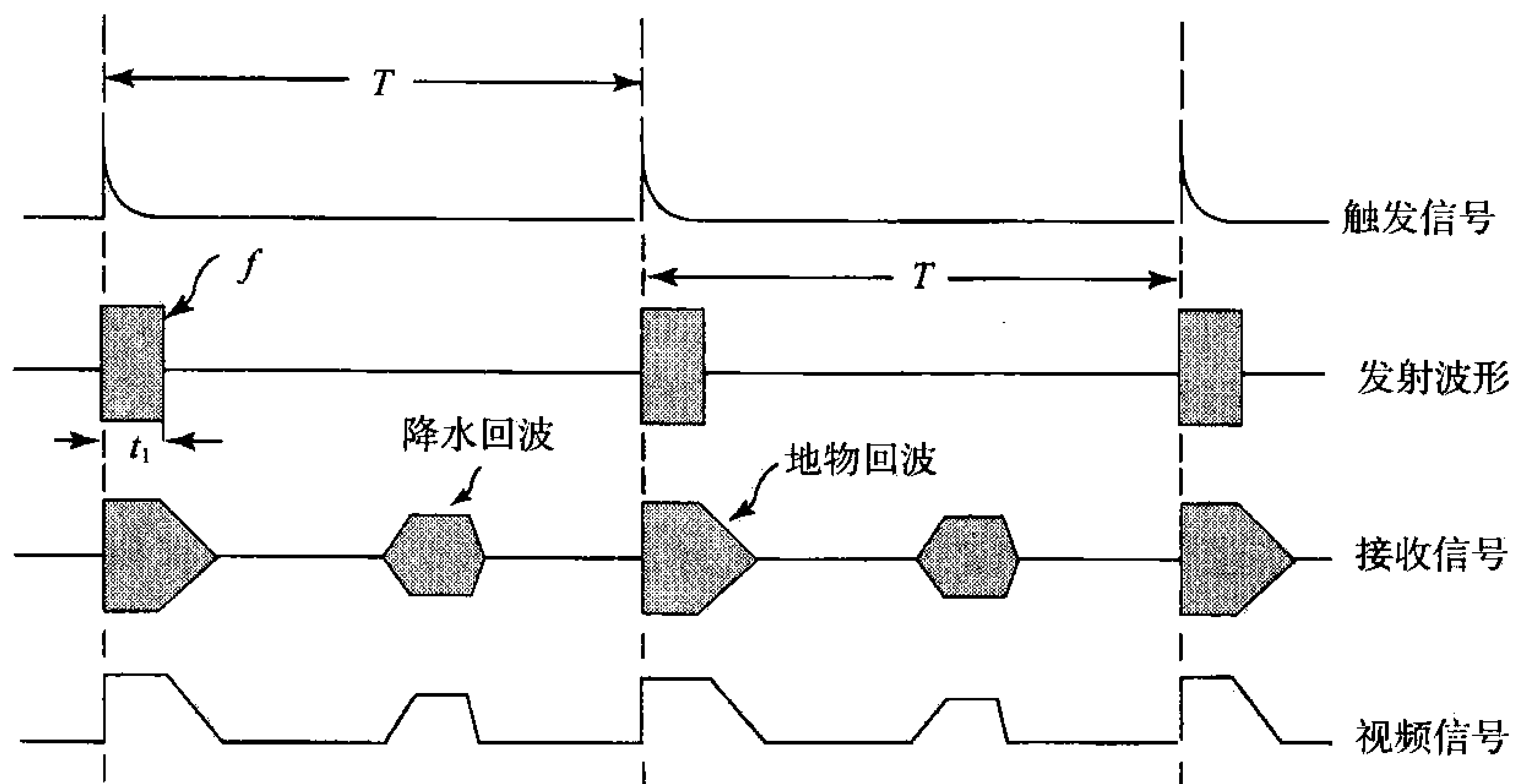


图 15.7　天气雷达波形图
(引自胡明宝,2007)

发射机输出的高频振荡电磁波送往天线。在雷达研制与生成时,应尽可能降低电磁波在馈线中传输的损耗。天线的主要功能有两个,一是将发射机经馈线送来的电磁波辐射出去,二是接收目标散射回来的电磁波。如果这两个功能由同一个天线来完成,则称该天线为收发共用天线。天气雷达目前多数采用收发共用天线。天线一般由辐射体和发射体两部分组成,如图 15.8 所示。发射体通常采用抛物面型,辐射体是用波导管扩展而成的喇叭口,位于抛物面反射体的焦点上。从发射机来的电磁波能量,由喇叭口辐射出来,经过抛物面反射体的反射,聚集成一束狭窄的强电磁波向空间定向辐射出去,形成类似于探照灯的光束。天线的几个主要指标为波束宽度、天线增益和天线有效面积等。

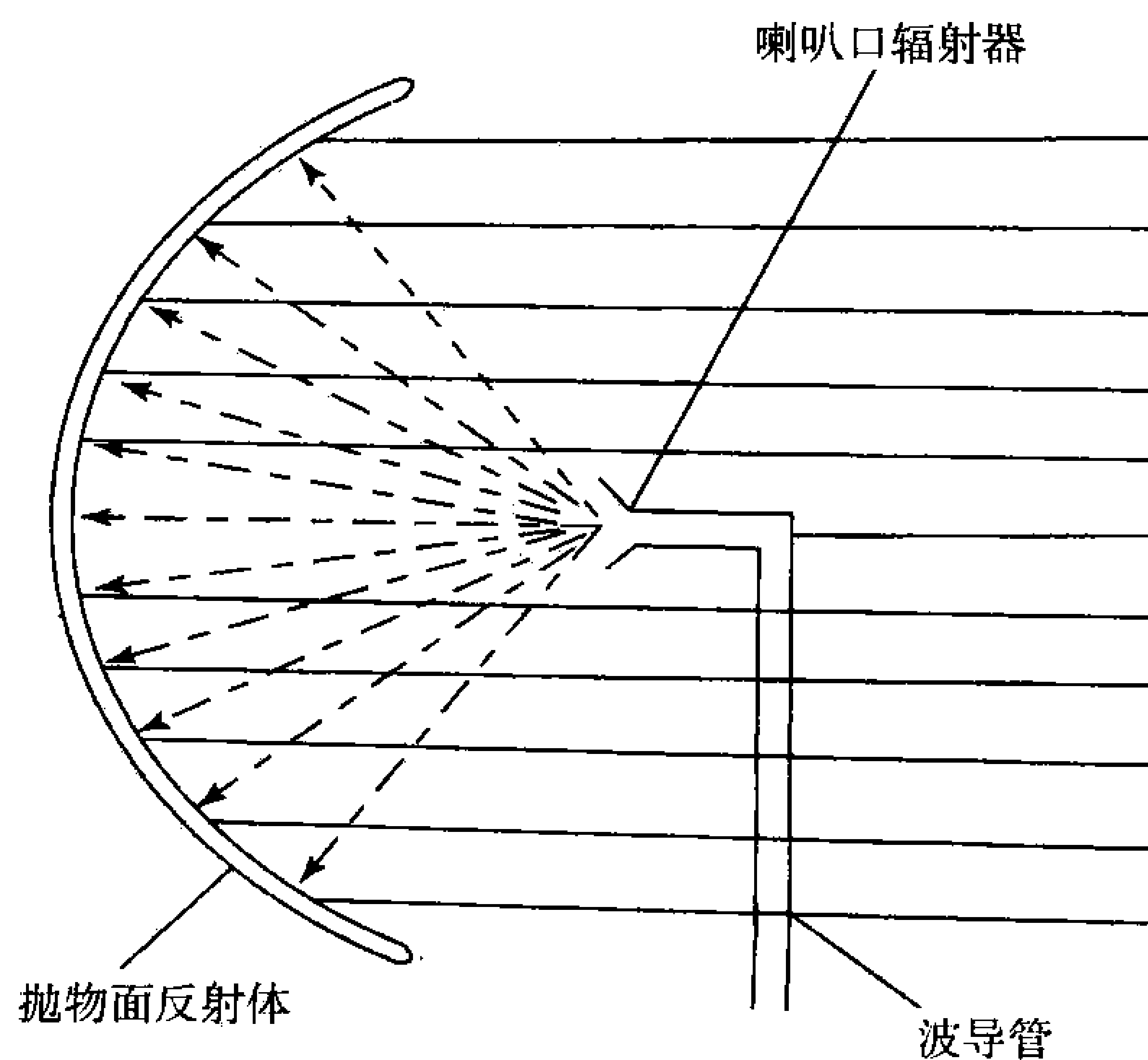


图 15.8　天线示意图

接收分系统又称接收机，它的主要任务是将天线接收的经馈线传入的目标散射回波，放大后送往信号处理分系统进行处理。雷达天线所收到的回波信号是非常微弱的。所以，雷达接收机必须具有检测微弱信号的能力。这种能力常称为接收机灵敏度，它用接收机的最小可测功率表示。所谓最小可测功率，就是回波信号刚刚能从噪声中分辨出来时的回波功率。接收机必须具有足够的放大倍数，以便使微弱的回波信号能够放大达到后续处理的要求。接收机的放大倍数用增益(dB)表示。接收机也必须要有足够的动态范围，能对远距离返回的微弱回波信号进行放大，也能够对近距离返回的强回波信号进行放大。同时，接收机还要能对近距离返回的强的地杂波或干扰波进行抑制。

伺服分系统主要作用有两个方面，一是根据用户在数据处理与显示分系统上给出的命令，通过天线传动系统操纵雷达天线进行相应动作的扫描；二是通过同步系统将天线指向的方位角和仰角数据送入信号处理分系统。由于天气雷达探测的是三维空间中的气象目标，所以天线应该能指向任何方向。当前天气雷达扫描方式主要有两种，一种是旋转扫描，天线以选定的仰角环绕垂直轴作圆周扫描；一种是俯仰扫描，在选定的方位上天线不断作上下俯仰扫描。

信号处理分系统在现代雷达系统中起着越来越重要的作用，其功能也越来越强，承担了很多原来由接收机做的工作。在多普勒天气雷达中，信号处理分系统的主要功能是对来自接收分系统的 I/Q 正交信号进行处理，得到反射率的估测值，即回波强度，并通过脉冲对处理(PPP)或快速傅里叶变换(FFT)处理，得到散射粒子群的平均径向速度和速度谱宽，然后传送至数据处理与显示分系统作进一步的处理并显示。

数据处理与显示分系统是一个功能强大的处理软件包，可以完成对整个雷达的控制。数据处理与显示分系统对于信号处理分系统送来的雷达探测的气象目标回波的原始数据进行采集、处理，形成原始数据文件，并进一步处理制作出各种气象产品，在终端显示器上显示。通过服务器和通信网络，还可以将原始数据和气象产品传送给其他用户。现代天气雷达的终端显示器都是计算机显示屏，可以显示原始回波数据，以及进一步处理的各种产品。

雷达工作时，定时器控制发射机产生高频大功率的脉冲串，经过定向天线向空间辐射电磁波。在天线控制设备的作用下，天线波束按照指定的方式在空间扫描。当电磁波照射到目标时，电磁波的后向散射部分到达雷达天线，再经由接收机进行放大和混频等处理以后，送到信号处理和雷达终端设备，以便对回波进行处理得到所需的观测波形和数据。

目标离雷达的直线距离 r 是根据电磁波的传播速度和探测脉冲与回波信号间的时间间隔 Δt 来确定

$$r = \frac{1}{2}c\Delta t \tag{15.2.1}$$

目标的方位和仰角的测定是依靠天线的方向性来实现的。目标的径向速度是利用目标的多普勒效应来测定。

15.2.3　天气雷达参数与探测能力

在天气雷达系统中，雷达的参数既与其探测能力、精度密切相关，也是雷达定量探测的依据。掌握这些关系，对于了解不同天气雷达的性能，解释一些现象是十分重要的。

(1)波长 λ：雷达的工作波长 λ(或工作频率 f)是指发射机高频振荡器的工作波长(或频率)，是决定天气雷达性能的一个重要参数。

一般情况下，天气雷达的波长为厘米波(1～20 cm)。工作波长不同，雷达的结构、技术性能和用途也有所不同。波长和频率满足两者的乘积为常数的关系，见式(15.1.1)。这个常数就是电磁波在真空中的传播速度。表 15.2 给出了一些天气雷达波长与其可探测气象目标的关系。

表 15.2　天气雷达波长与可探测的气象目标

波长(cm)	频率(MHz)	波段	可探测的目标
0.86	35000	Ka	云和云滴
3	10000	X	小雨和雪
5.5	5600	C	中雨和雪
10	3000	S	大雨和强风暴
20	1500	L	天气监视

(2)脉冲宽度 τ：脉冲宽度是指调制脉冲的持续时间，单位为 μm。

脉冲宽度与雷达最大作用距离有关。在发射功率等情况一定的条件下，脉冲宽度越大，雷达的最大作用距离也越大，相反，脉冲宽度越小，雷达的作用距离也相应地减小。这是因为在一个搜索脉冲内所包含的能量是和脉冲宽度成正比。

脉冲宽度和雷达的距离分辨率 $\Delta R_{\min}$ 有关。脉冲宽度越小，距离分辨率越高。距离分辨率应当满足

$$\frac{2\Delta R_{\min}}{c} > \tau \tag{15.2.2}$$

所以

$$\Delta R_{\min} > \frac{c\tau}{2} \tag{15.2.3}$$

脉冲宽度的大小决定了雷达的盲区半径的大小。盲区半径是指雷达能有效探

测的最小范围，用 r_{min} 表示。有时也称为盲区。在盲区以内的目标，雷达是无能力探测的，这是因为当目标距离雷达很近（在盲区以内）时，目标回波的前沿将同发射脉冲的后沿混合在一起，以至于无法分辨。脉冲宽度窄，有利于缩小雷达的盲区，提高雷达距离分辨率，但并不是脉冲宽度越窄越好，因为脉冲宽度太窄时，不利于雷达最大作用距离的提高，同时对接收机的要求也较高。

为精确测定降水区的大小和内部结构，天气雷达通常采用较窄的脉冲宽度，如 1 μm 或 2 μm 等。有的天气雷达为了适应探测不同距离目标的需要，设置了几种脉冲宽度。在探测近目标时采用较窄的脉冲宽度，在探测远目标时，为了增大回波信号的强度，采用较宽的脉冲宽度。

(3)脉冲重复频率 F：单位时间内由雷达发射脉冲的个数。例如，当雷达的重复频率为 300 Hz 时，表明在每秒钟内发射 300 个高频脉冲。与重复频率相对应的参数为重复周期 T，它是两个相邻脉冲之间的间隔

$$F = \frac{1}{T} \tag{15.2.4}$$

由于天气雷达的工作特点是必须让前一个发射脉冲的回波从最大距离 R_{max} 处回到雷达站以后，才可以发射下一个脉冲，脉冲的重复周期应满足

$$T \geqslant \frac{2R_{max}}{c} \tag{15.2.5}$$

或

$$R_{max} = \frac{1}{2}cT = \frac{c}{2F} \tag{15.2.6}$$

当某天气雷达脉冲重复频率为 300 Hz 时，则该雷达最大探测距离为 500 km。

(4)天线波束宽度 θ：主波瓣两个半功率点之间的夹角，如图 15.9 所示。波束越窄，天线辐射的电磁能量在空间的分布越集中，因此天线的定向性越好。

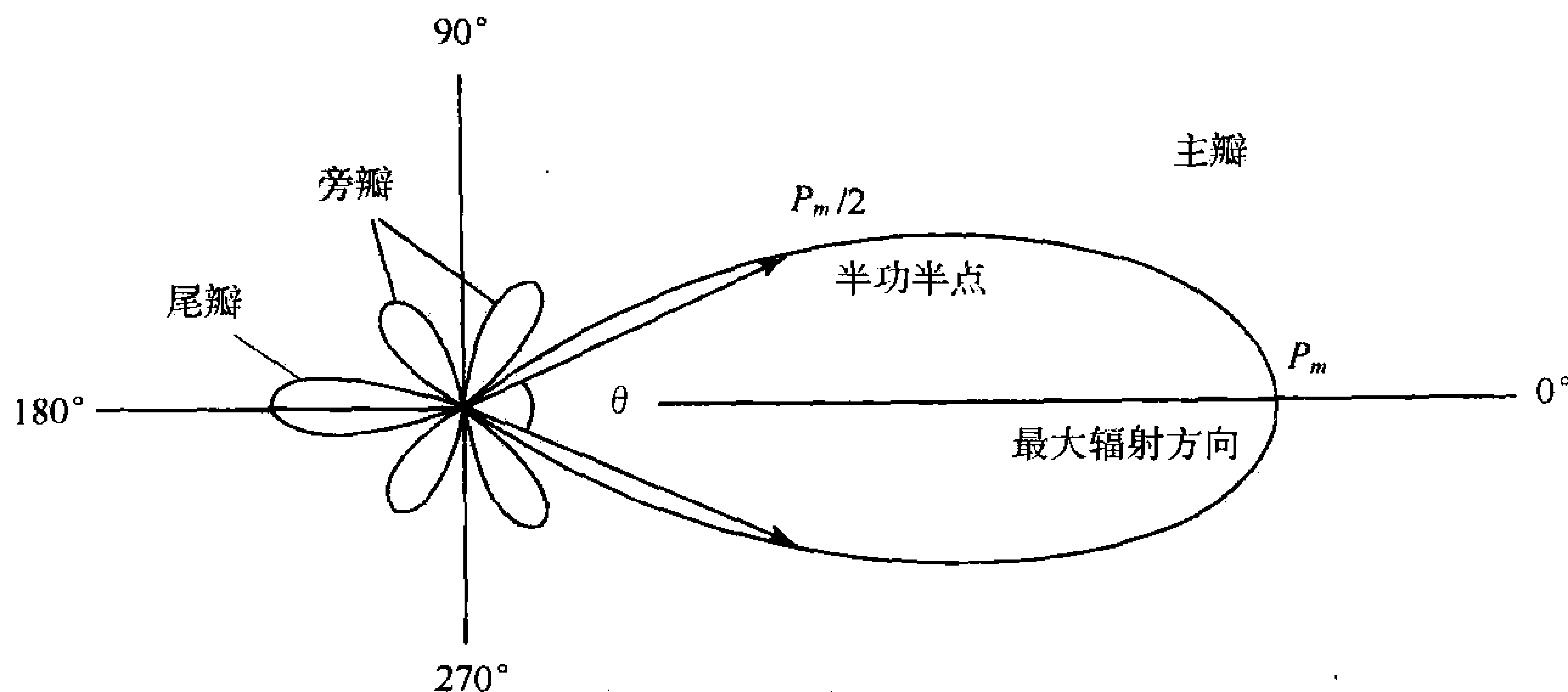


图 15.9 天线方向图

根据天气雷达的工作原理，我们可得到一些与天线波束宽度相关的结论。首先，天线波束与角分辨能力有关，波束宽度越窄，其角分辨能力越强。这里所说的雷达角分辨能力是指区分点目标的视角分辨能力。其次，天线波束宽度与雷达作用距离有关。此外，水平波束宽度 θ(垂直波束宽度为 ϕ)与天线反射体截面直径 D 和波长 λ 有关，在雷达工作波长已定的情况下，波束宽度和天线尺寸成反比

$$\theta = \frac{70\lambda}{D} \tag{15.2.7}$$

不同形状的天线导致不同的波束宽度。圆抛物面形的天线，其水平和垂直波束宽度相同，因而其水平和垂直角分辨率也相同；扁平的，也就是水平方向尺度较大的天线，水平波束窄，垂直波束宽，因而水平角分辨率高于垂直角分辨率，这样的天线一般用于远洋船上进行海面搜索；细长的天线，也就是垂直方向尺寸较大的天线，其垂直方向的波束宽度较窄，水平波束宽，因而垂直角分辨率要好于水平角分辨率。图 15.10 给出了波束宽度与几何截面关系的示意图。

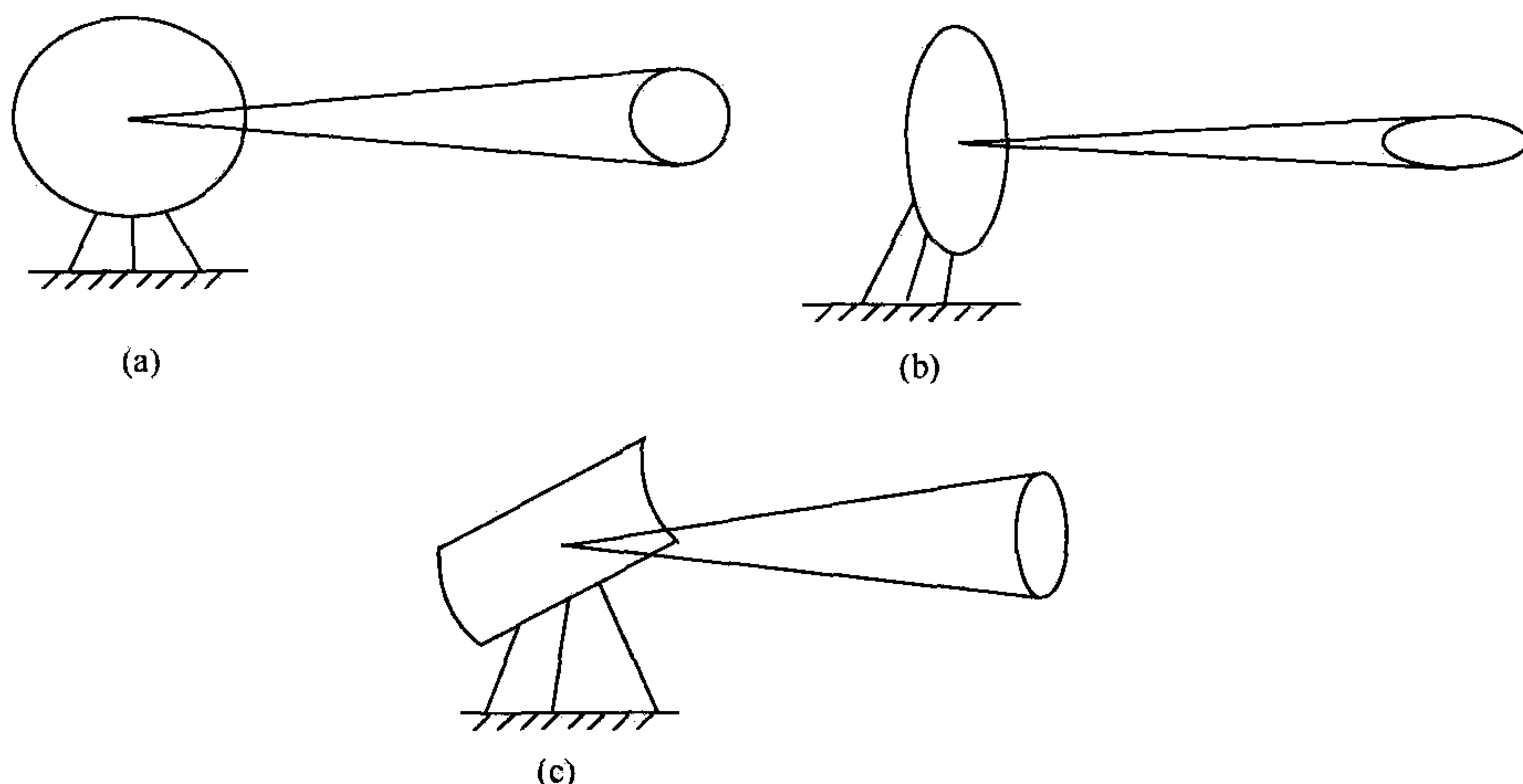


图 15.10　波束宽度与几何截面的关系

(5)天线增益 G：辐射总功率相同时，定向天线在最大辐射方向的能流密度与各向均匀辐射的天线的能流密度之比。天线增益反映了天线集中发射雷达波的能力，常用对数尺度来表示。

雷达发射功率为 P_t 的各向同性天线，投射在离雷达距离为 R 的目标上单位面积的功率，即能流密度 S_{iso} 为

$$S_{iso} = \frac{P_t}{4\pi R^2} \tag{15.2.8}$$

当电磁辐射功率相同时，定向天线在最大辐射方向的能流密度 S_{imax} 与各向同性辐射天线能流密度 S_{iso} 之比称为天线增益 G，即

$$G = \frac{S_{imax}}{S_{iso}} \tag{15.2.9}$$

目前，天气雷达天线最大功率增益范围为 10^3(30 dB)到 10^5(50 dB)。

(6)天线有效面积 A_e：天线反射体能有效接收回波信号的口径面积。设回波功率为 P_r，S_r 为回波功率能流密度，则有

$$P_r = S_s \cdot A_e \tag{15.2.10}$$

由于定向天线并非均匀地接收各个方向的能量，天线的有效面积 A_e 总是小于其几何截面 A_p。对于圆抛物面天线而言，$A_e = \frac{2}{3} A_p$。

可以证明，θ, G, A_e 有如下关系

$$A_e = \frac{G\lambda^2}{4\pi} \tag{15.2.11}$$

$$G = \frac{8\pi}{3\lambda^2} \cdot A_P \tag{15.2.12}$$

$$G = \frac{\pi^2}{\theta\phi}, \quad \theta = \phi = \frac{70\lambda}{D} \tag{15.2.13}$$

由此可见，雷达波长确定之后，天线愈大，增益愈高，波束宽度愈窄，性能愈好。

(7)灵敏度：表示接收机对微弱信号的接收能力，用最小可测功率 $P_{r,min}$ 表示。灵敏度越高，表示接收机接收微弱信号的能力越强，因而雷达的作用距离越远。

接收机的灵敏度高与低主要取决于接收机的增益，但是增益的提高并不是意味着可以无限制地提高灵敏度，灵敏度的提高还受到外来干扰和接收机内部噪声的限制，外来干扰和内部噪声能否降低是灵敏度能否提高的主要因素。

表 15.3 给出了国内部分天气雷达的主要参数。

表 15.3 国内部分天气雷达的主要参数

型号	波长(cm)	天线直径(m)	天线增益(dB)	波束宽度(°)	峰值功率(kW)	脉冲宽度(μm)	脉冲重复频率(Hz)	最小可测功率(dBm)
711	3.2	1.5	38	1.5	75	1	400	−96
712	3.2	5.5×1.1	43.6	2×0.45	≥180	1	300	−110
713	5.6	3.7	38	1.2	250	2	200	−107
843	11.3	5.7×2.2	36	1.8×3.7	1000	3	216	−106
714	10.7	4.0	36	2	600	1.3	200	−107

15.2.4　天气雷达探测气象目标特性

天气雷达探测的目标物是云、雨、雪、雹等降水粒子群，它所接收的回波信息是被雷达波束照射的粒子群的后向散射电磁波能量的合成。此外还应注意到，电磁波在大气传播过程中，其能量的衰减是由其传播路径上所有粒子群所引起的总衰减。因此，在天气雷达探测中，必须研究气象目标对电磁波的散射、衰减等特性，并引入一些物理量来对它进行描述。

15.2.4.1　气象目标的散射特性

若在雷达波束照射的范围内，单位体积内有 N 个粒子，每个粒子的后向散射截面为 σ_i，则该粒子群的总后向散射特性应由这 N 个粒子后向散射截面之和来表示，定义这个和为雷达反射率 η

$$\eta = \sum_{i=1}^{N} \sigma_i \tag{15.2.14}$$

设以 n 表示粒子的数密度，$n(D)\mathrm{d}D$ 表示单位体积内云、雨滴直径处于 $D \sim D+\mathrm{d}D$之间的粒子数，该粒子的雷达截面为 $\sigma_i(D)$，则雷达反射率 η 可进一步表示为

$$\eta = \int_0^{\infty} n(D) \cdot \sigma_i(D)\mathrm{d}D \tag{15.2.15}$$

由于降水粒子的后向散射截面通常是随着粒子尺度的增大而增大的，因此，由(15.2.14)、(15.2.15)式可见，反射率 η 大，说明单位体积中降水粒子的尺度大，或数量多，亦即表示气象目标强度大。但是，降水粒子的后向散射截面不仅取决于降水粒子本身，还与雷达波长 λ 有关。显然，在瑞利散射条件下，单个粒子的后向散射截面为

$$\sigma_r = \frac{\pi^5 D^6}{\lambda^4}\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2 \tag{15.2.16}$$

其中 m 为复折射率，记 $|K|^2 = \left|\dfrac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2$。

从(15.2.16)式可见：

(1)小的球形粒子的后向散射截面 σ 与粒子直径 D 的六次方成正比。粒子直径越大，其后向散射能力越强。例如，1 mm 的小雨滴，它的后向散射能力要比 0.1 mm的大云滴大 10^6 倍。

(2)σ 与入射的雷达波长 λ 的四次方成反比。雷达波长越短，粒子后向散射能力越强。如表 15.4 所示，对同一小球形粒子，以 10 cm 波长为准，当波长改为

5.66 cm、3.2 cm 时，小球形粒子的后向散射截面将分别增大 9.7 倍、95 倍。也就是说，如果其他条件相同，波长短的雷达能接收到较多的散射能量，容易探测到弱的云雨目标。

表 15.4 雷达波长与后向散射截面的关系

波长 λ(cm)	0.9	1.25	3.2	5.66	10
σ/σ_{10}	15200	4560	95	9.7	1

(3)$\sigma\propto|K|^2$。对于液态水，温度在 0～20℃ 的范围内时，雷达波长在 3～10 cm的范围内，$|K|^2=0.93$。对于冰，在所有的温度，当冰的密度为 1 g/cm^3 时，$|K|^2=0.197$，约为液态水的 1/5。因此，对于同样大小的水球和冰球，在相同的雷达波照射下，冰球的散射能力只有液态水球的 1/5。由理论上证明，雪的散射可以看做同样体积冰球的散射，所以，干雪的回波强度比雨的回波强度要弱。

将(15.2.16)式代入(15.2.15)式，可得到瑞利条件下的雷达反射率 η 为

$$\eta=\frac{\pi^5}{\lambda^4}\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2\int_0^\infty n(D)D^6\,\mathrm{d}D \tag{15.2.17}$$

在(15.2.17)式中，另外定义一个新的物理参数——反射因子 Z，单位为 mm^6/m^3

$$Z=\int_0^\infty n(D)\cdot D^6\,\mathrm{d}D \tag{15.2.18}$$

则(15.2.17)式可写成

$$\eta=\frac{\pi^5}{\lambda^4}\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2 Z \tag{15.2.19}$$

由上可见，反射因子 Z 的大小反映了气象目标的尺度和数密度，即体现了气象目标的强度，与雷达参数无关。因此，不同波长 λ 的雷达所测结果可以相互比较。

当水滴或冰粒的大小与入射在其上面的雷达波长相当时，粒子的散射过程比起小球形粒子的散射要复杂得多。图 15.11 为根据米氏理论计算得出球形粒子的标准化后向散射截面 σ_b 和粒子对于雷达波长的相对大小 x 的关系图。其中，半径为 r 的球形粒子的标准化散射截面 σ_b 为

$$\sigma_b=\frac{\sigma}{\pi r^2}$$

由图 15.11 可见，当球形粒子相对于雷达波长很小，即 $x\ll 1$ 时，σ_b 按瑞利散

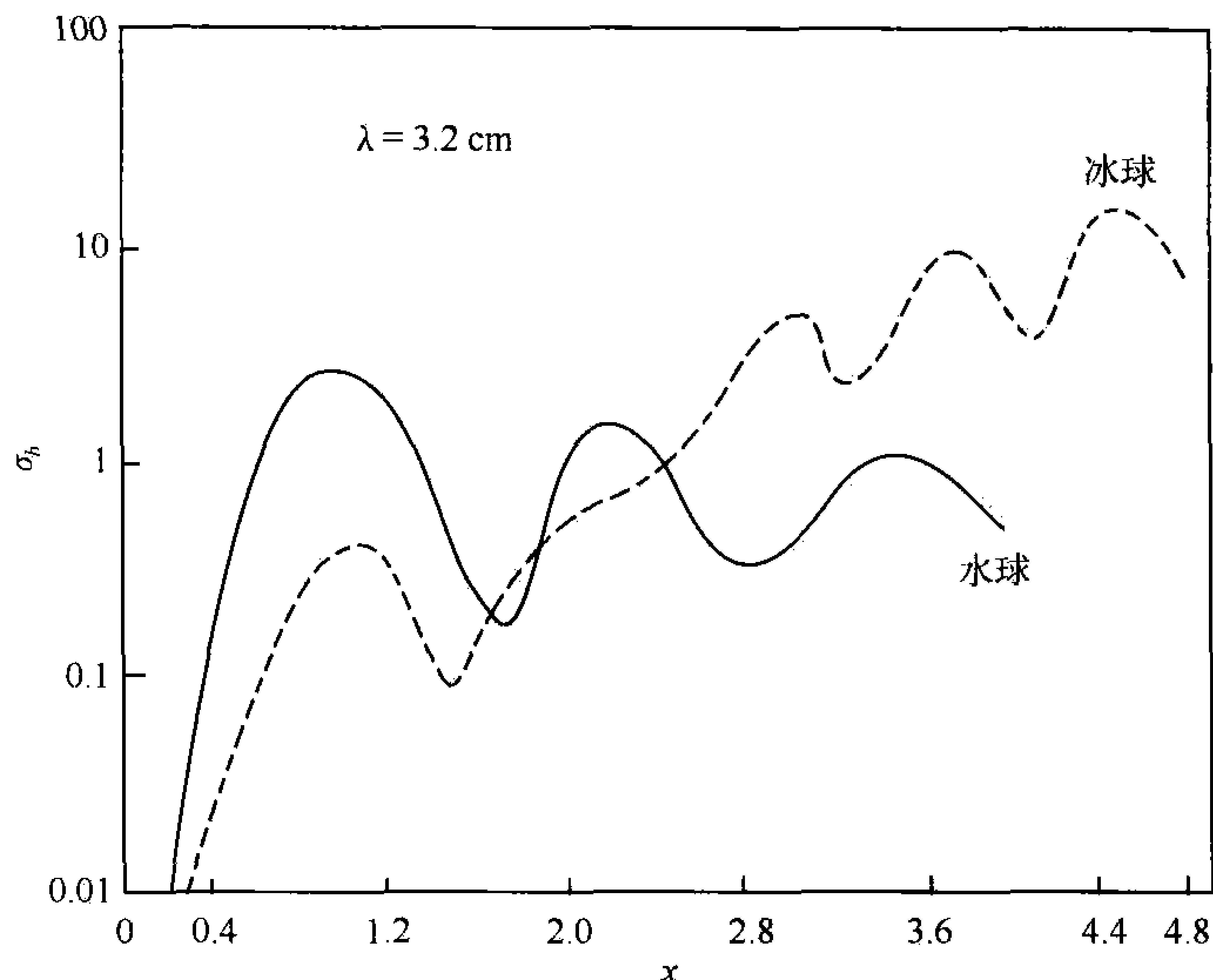


图 15.11 标准化后向散射截面 σ_b 与 x 的关系

射规律随 ρ 增大而迅速增大，但当 x 大于一定数值后，σ_b 增大的速度将减慢，有时甚至减小并产生振荡式的变化。经过计算，对于球形的冰粒，在 x 比较大的时候，它的 σ_b 可以比同体积的球形水滴大 10 倍左右，这也就说明了在雷达荧光屏上见到的冰雹的回波十分强的原因。

在米散射条件下，引入等效反射因子 Z_e 的概念，单位也是 mm^6/m^3，即

$$Z_e = \frac{\lambda^4}{\pi^5}\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^{-2}\sum_{i=1}^{N}\sigma_{mi} \tag{15.2.20}$$

于是，在米散射条件下的雷达反射率 η 可表示成

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4}\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right| Z_e \tag{15.2.21}$$

15.2.4.2 气象目标的衰减特性

电磁波在大气中传播时，由于受到气象目标的散射、吸收和反射等物理效应的影响，会造成传播路径上能量的衰减，其衰减特性可用衰减因子 K 来描述。

设 $\overline{P}_{r0}$ 是没有考虑分子大气、云和降水等衰减时的平均回波功率，$\overline{P_r}$ 是考虑这些衰减作用后的平均回波功率，则有

$$P_r = \overline{P}_{r0} \cdot K \tag{15.2.22}$$

设 $\mathrm{d}\,\overline{P}_r$ 为雷达和目标物之间因分子大气、云和降水等对电磁波的吸收和散射

引起的接收功率的减少值，R 是雷达与目标物之间的距离，$\overline{P}_r$ 实际上是雷达的接收功率，在距离 dR 上衰减的大小可表示为

$$\mathrm{d}\overline{P}_r = -2K_t\overline{P}_r\mathrm{d}R \tag{15.2.23}$$

式中，K_t 为衰减系数，因子 2 表示雷达波功率在往返路径上的双程衰减，负号说明受衰减的雷达波功率总是减小的。

由(15.2.23)可得

$$K_t = -\frac{\mathrm{d}\overline{P}_r}{2\overline{P}_r\mathrm{d}R} \tag{15.2.24}$$

该式表明衰减系数 K_t 的物理意义是：由于衰减作用，单位接收功率在大气中往返单位距离时所衰减掉的能量。

对(15.2.23)式从 0 到 R 积分，得

$$\overline{P}_r = \overline{P}_{r0} \cdot \mathrm{e}^{-2\int_0^R K_r \mathrm{d}r} \tag{15.2.25}$$

比较(15.2.22)式和(15.2.25)式后，即得

$$K = \mathrm{e}^{-2\int_0^R K_r \mathrm{d}r} \tag{15.2.26}$$

这就是衰减因子 K 与衰减系数 K_t 之间的关系。由(15.2.24)式可知，K_t 的量纲为 1/km。

接收功率的衰减通常用分贝表示。为此，需把衰减系数 K_t 也变换成以 dB/km为单位的衰减系数 k。根据对数换底公式 $\lg M = 0.4343\ln M$，(15.2.25)式可写成

$$10\lg\frac{\overline{P}_r}{\overline{P}_{r0}} = -2\int_0^R 4.343K_t\mathrm{d}r \tag{15.2.27}$$

由此可知，k 和 K_t 之间的关系

$$k = 4.343K_t \tag{15.2.28}$$

(15.2.27)式也可表示为

$$10\lg\frac{\overline{P}_r}{\overline{P}_{r0}} = -2\int_0^R k\mathrm{d}r \tag{15.2.29}$$

可得

$$\overline{P}_r = \overline{P}_{r0} \cdot 10^{-0.2\int_0^R k\mathrm{d}r} \tag{15.2.30}$$

上式与(15.2.22)式比较后即得

$$K = 10^{-0.2\int_0^R k\mathrm{d}r} \tag{15.2.31}$$

若以 k_g,k_c,k_p 和 k_s 分别表示大气、云、降水和雪造成的衰减系数,则总的衰减系数 k 可表示为 $k=k_g+k_c+k_p+k_s$,于是(15.2.30)式可表示为

$$\overline{P}_r = \overline{P}_{r0} \cdot 10^{-0.2\int_0^R (k_g+k_c+k_p+k_s)\mathrm{d}r} \tag{15.2.32}$$

下面分述大气、云、雨、雪和冰雹对电磁波的衰减特性。

(1)气体的衰减特性

研究表明,气体的衰减主要是由于吸收作用引起的,对于波长较长的天气雷达而言,气体的衰减可略而不计,但对于工作在 1 cm 左右波长的雷达而言,由于水汽和氧气的吸收作用(水汽吸收带在 1.35 cm;氧吸收带在 0.5 cm),则必须加以考虑。

(2)云的衰减特性

云滴半径 $r<100\ \mu\mathrm{m}$,对天气雷达而言,满足瑞利散射条件。经计算表明,云的衰减系数 k_c(dB/km)与云的含水量 M(g/m^3)成正比

$$k_c = K_1^* \cdot M \tag{15.2.33}$$

式中 K_1^* 为单位含水量(M=1 g/m^3)时的衰减系数。

研究表明,云的衰减系数 k_c 与雷达波长 λ 有关,与云的性质有关。在相同条件下,雷达波长增大,衰减系数 k_c 要减小;冰云的衰减系数比水云的衰减系数要小二个数量级。表 15.5 给出了不同含水量的云的衰减系数。由于不含降水粒子的云,含水量较小(不超过 1 g/m^3),且云范围一般不大,所以云对电磁波的衰减通常较小,可以略而不计。

表 15.5　不同含水量的云的衰减系数(单位:dB/100 km)

波长	λ=5 cm		λ=3.2 cm		λ=0.9 cm	
温度 / 含水量(g/m^3)	10℃	0℃	10℃	0℃	10℃	0℃
0.1	0.056	0.09	0.196	0.27	6.81	9.9
0.22	0.123	0.20	0.43	0.60	15.0	21.8
0.34	0.19	0.31	0.67	0.93	23.2	33.6

(3)雨的衰减特性

对实测数据的对比分析表明,雨的衰减系数 k_p 与降水强度 I 之间有如下经验关系

$$k_p = K_2 \cdot I^{\gamma} \tag{15.2.34}$$

式中 K_2 和 γ 都是与雷达波长 λ 和温度有关的系数，I 是降水强度(mm/h)。

现在假设有一宽度为 100 km 的雨区，其平均雨强为 5.0 mm/h，如果雷达的工作波长为 10 cm，则衰减系数(经过 100 km 的往返路程，即 200 km)为 0.3 dB。当雷达的波长为 5.7 cm 时，则衰减系数为 1.6 dB。但是，当波长为 3.2 cm 时，则衰减系数为 12.2 dB。可见，当工作波长较短时，中等的雨强就会造成相当大的衰减。

表 15.6 从实验中得到不同雨强下的衰减系数(单位：dB/km)

I(mm/h[1])	λ=10 cm k_p=0.003 I	λ=5.7 cm k_p=0.0013 $I^{1.1}$	λ=3.2 k_p=0.0074 $I^{1.31}$
0.5	0.00015	0.0006	0.003
1.0	0.0003	0.001	0.007
5.0	0.0015	0.008	0.061
10	0.003	0.016	0.151
50	0.015	0.096	1.24
100	0.030	0.206	3.08
200	0.060	0.44	7.65
300	0.090	0.69	13.0

(4)雪的衰减特性

由于雪的形状复杂，处理较困难。研究表明，对干雪而言，其衰减系数 k_s 可表示成

$$k_s = 3.5 \times 10^{-2} \cdot \frac{I^2}{\lambda^4} + 2.2 \times 10^{-3} \cdot \frac{I}{\lambda} \tag{15.2.35}$$

式中 I 为降水强度(mm/h)，λ 为雷达波长。

对于湿雪而言，其衰减系数要比干雪大得多。

(5)冰雹的衰减

由于冰雹的尺度较大，且具有一定的谱分布，冰雹对电磁波的衰减作用较明显，特别是当冰雹表面有一层水膜时，对于 3 cm 的雷达波长，其衰减系数可超过 4 dB/km。

15.2.4.3 气象目标的运动对雷达回波频率的影响

静止的气象目标对入射电磁波会产生散射和衰减，而运动的气象目标，除产生散射和衰减之外，还会使散射回波的相位发生变化。

假定雷达发射电磁波的初始相位为 ϕ_0，且保持恒定，则距离为 R_1 的气象目标

散射波的相位 ϕ_1 为

$$\phi_1 = 2\pi \cdot \frac{2R_1}{\lambda} + \phi_0 \tag{15.2.36}$$

间隔时间 T 后，雷达发射第二个脉冲电磁波，同一气象目标的距离变为 R_2，其散射回波的相位 ϕ_2 为

$$\phi_2 = 2\pi \cdot \frac{2R_2}{\lambda} + \phi_0 \tag{15.2.37}$$

于是，相隔为 T 时间的同一气象目标的散射回波相位差（$\phi_1 - \phi_2$）为

$$\Delta\phi = (\phi_1 - \phi_2) = \frac{4\pi}{\lambda}(R_2 - R_1) \tag{15.2.38}$$

设气象目标的径向速度为 V_r，$V_r = \frac{R_2 - R_1}{T}$，则（15.3.38）式变为

$$\Delta\phi = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot V_r \cdot T \tag{15.2.39}$$

令 $\omega_d = \Delta\phi / T$，称 ω_d 为多普勒角频率，代入（15.2.39）式，得

$$\omega_d = \frac{4\pi}{\lambda} V_r = 2\pi f_d \tag{15.2.40}$$

式中 f_d 称为多普勒频移。$V_r = \frac{\lambda \cdot f_d}{2}$。

表 15.7 给出了多普勒频率 f_d 与径向速度 V_r 和波长 λ 之间的关系。

表 15.7　不同雷达波长及不同径向速度所产生的多普勒频率（单位：Hz）

径向速度(m/s) \ 波长(cm)	1.8	3.2	5.5	10.0
0.1	11	6	4	2
1.0	111	62	36	20
10.0	1111	625	364	200
100.0	11111	6250	3636	2000

由此可见，天气雷达探测气象目标时，回波信息中含有反映气象目标运动特征的信息（多普勒频移）。多普勒天气雷达，正是根据这种特性而发展起来的。

15.2.5 天气雷达回波信号的处理

15.2.5.1 有效照射深度和有效照射体积

设雷达发射脉冲波的持续时间为 τ,则该脉冲信号占据的空间长度为 $h=c\tau$,如图 15.12 所示。

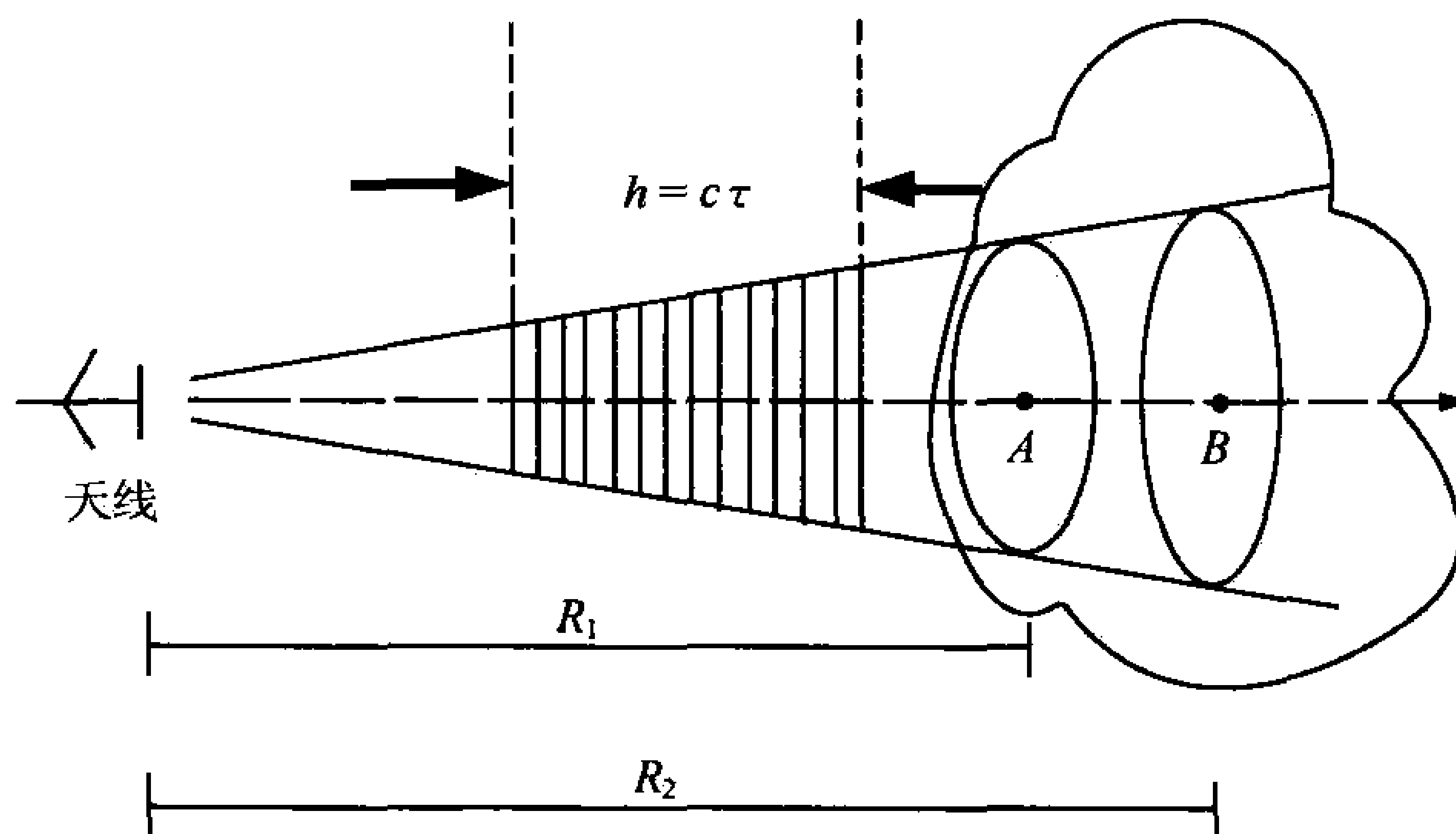


图 15.12 雷达有效照射体积示意图

当该脉冲前沿到达 A 时,A 面上所有粒子产生的后向散射回波,在 t_1 时刻($t_1=2R_1/c$)将返回天线。当脉冲后沿到达 A 点时,A 面上所有粒子产生的后向散射回波在 t_2 时刻($t_2=2R_1/c+\tau$,$t_2=t_1+\tau$)仍能被天线接收到。可见,在某一时刻 t_3,脉冲前沿到达 B 点(距离为 R_2),则 $t_3=2R_1/c$,这时 B 面上所有粒子产生的后向散射回波能到达天线。若要使由 A 到 B 距离上的全部粒子产生的后向散射回波同时被天线接收,则只能是在 $t_2=t_3$ 时刻,因此有

$$\frac{2R_2}{c}=\frac{2R_1}{c}+\tau \tag{15.2.41}$$

由此可得到

$$R_2-R_1=\frac{1}{2}c\tau=\frac{h}{2} \tag{15.2.42}$$

由(15.2.42)式可见,当雷达脉冲宽度 τ 确定之后,雷达波束径向范围$\frac{h}{2}$内的气象目标粒子的后向散射回波能同时到达天线。$\frac{h}{2}$称之为有效照射深度。

假定波束宽度为 θ,φ,则能同时到达天线的气象目标后向散射回波的空间体积,称为有效照射体积 V,有

$$V = \pi\left(R \cdot \frac{\theta}{2}\right)\left(R \cdot \frac{\varphi}{2}\right) \cdot \frac{h}{2} \tag{15.2.43}$$

当天线波束宽度用立体角 Ω 表示时，有效照射体积 V 还可以用积分形式表示为

$$V = \int_{R_1}^{R_1+\frac{h}{2}} \int_{\Omega} R^2 \mathrm{d}R \mathrm{d}\Omega \tag{15.2.44}$$

15.2.5.2　雷达气象方程

设雷达发射机工作时的发射功率为 P_t，又假设雷达天线将这 P_t 作各向同性的球面发射，即各方向发射强度是均匀分布的，则在距离 R 处的雷达波能流密度为

$$S_{av} = \frac{P_t}{4\pi R^2} \tag{15.2.45}$$

实际上，一般雷达都采用具有高度方向性的定向辐射天线，它使大部分能量集中在一个很窄的波束范围内朝一定的方向发射出去。若这种定向辐射天线和一个各向均匀辐射天线所辐射的总功率相同，那么，把定向天线最大辐射方向的能流密度与各向均匀辐射天线的能流密度之比，称为天线增益，用符号 G 表示。即

$$G = \frac{S_{\max}}{S_{av}} \tag{15.2.46}$$

式中 $S_{\max}$ 表示定向天线最大辐射方向的能流密度。

于是，在天线定向辐射方向上距离 R 处的能流密度为

$$S_{\max} = \frac{P_t G}{4\pi R^2} \tag{15.2.47}$$

为了更准确的表达在距离天线 R 处的目标（粒子群）得到的辐射能流密度，需要进一步考虑天线辐射的不均匀性。此时，雷达波束轴线方向 (θ,φ) 上，照射到离天线距离 R 的目标的能流密度为 S_i

$$S_i = S_{\max} \left| f(\theta,\varphi) \right|^2 = \frac{P_t}{4\pi R^2} G \cdot \left| f(\theta,\varphi) \right|^2 \tag{15.2.48}$$

式中 $f(\theta,\varphi)$ 为天线方向图函数，表示为

$$\left| f(\theta,\varphi) \right| = \frac{\left| E(\theta,\varphi) \right|}{\left| E_{\max} \right|} \tag{15.2.49}$$

式中 $|E_{\max}|$ 为天线发射最大辐射方向上的电场强度振幅值，$|E(\theta,\varphi)|$ 是天线发射

点上与波束轴线成 θ 和 φ 夹角方向上的电场强度振幅值。可见，$|f(\theta,\varphi)|$ 是天线辐射的电场强度随方向而异的振幅比值，在数值上恒有 $|f(\theta,\varphi)|\leqslant 1$，是个无量纲数。

于是，粒子群后向散射回天线的能流密度 $S_i(\pi)$ 为

$$S_i(\pi)=\frac{S_i}{4\pi R^2}\eta \tag{15.2.50}$$

式中 $\eta=\sum\sigma_i$ 是对单位体积中那些散射波能同时到达天线的全部粒子求和，即为雷达反射率。

将(15.2.48)、(15.2.49)式代入(15.2.50)式得到

$$S_i(\pi)=\frac{P_t\cdot\eta G}{(4\pi R^2)^2}\,|\,f(\theta,\varphi)\,|^2 \tag{15.2.51}$$

因此，天线接收到的回波功率 P_r 为

$$P_r=S_i(\pi)\cdot A_e=\frac{P_t\lambda^2G^2\eta}{(4\pi)^3R^4}\,|\,f(\theta,\varphi)\,|^4 \tag{15.2.52}$$

式中 $A_e=\dfrac{G\lambda^2}{4\pi}$ 为天线有效面积。

由于有效照射体积 V 内的粒子的后向散射都能同时到达天线，于是天线接收到的平均回波功率为

$$\begin{aligned}\overline{P}_r&=\int_R^{R+\frac{h}{2}}\int_V P_r\mathrm{d}V=\int_R^{R+\frac{h}{2}}\int_\Omega\frac{P_t\lambda^2G^2\eta}{(4\pi)^3R^4}\,|\,f(\theta,\varphi)\,|^4R^2\mathrm{d}R\cdot\mathrm{d}\Omega\\&=\frac{P_t\lambda^2G^2\eta h}{(4\pi)^3\cdot 2R^2}\int_\Omega|\,f(\theta,\varphi)\,|^4\mathrm{d}\Omega\end{aligned} \tag{15.2.53}$$

式中 $\mathrm{d}V=R^2\mathrm{d}R\mathrm{d}\Omega$，$\Omega$ 是空间体积 V 对天线所张的立体角，由波束宽度决定。

当考虑圆形抛物面天线时，有

$$\int_\Omega|\,f(\theta,\varphi)\,|^4\mathrm{d}\Omega=\frac{\pi\theta\varphi}{8\ln 2} \tag{15.2.54}$$

将(15.2.54)式代入(15.2.53)式则可得到平均回波功率 $\overline{P}_r$ 为

$$\overline{P}_r=\left(\frac{P_tG^2\lambda^2\theta\varphi\tau c}{1024\pi^2\ln 2}\right)\eta\cdot\frac{1}{R^2} \tag{15.2.55}$$

用雷达反射因子 Z 来表达反射率 η，即

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4}\left|\frac{m^2-1}{m^2+2}\right|^2 Z$$

$$\overline{P}_r = \frac{\pi^3}{1024\ln 2}\cdot\left[\frac{P_t\tau G^2\theta\varphi c}{\lambda^2}\right]\cdot\left[\frac{|K|^2 Z}{R^2}\right] \tag{15.2.56}$$

在考虑衰减因素时，由前述公式(15.2.22)和(15.2.26)，公式(15.2.56)所述雷达气象方程可表示为

$$\overline{P}_r = \frac{\pi^3}{1024\ln 2}\cdot\left[\frac{P_t\tau G^2\theta\varphi c}{\lambda^2}\right]\cdot\left[\frac{|K|^2 Z}{R^2}\right]\cdot e^{-0.2\int_0^R K_t dr} \tag{15.2.57}$$

在雷达气象方程(15.2.56)式中，$\overline{P}_r$ 是雷达接收到的平均回波功率，它表示采样体积内所有散射粒子后向散射截面之和。P_t 是峰值发射功率，G 是天线增益，θ 和 φ 分别是水平和垂直半功率点波束宽度，τ 是脉冲宽度，λ 为波长，$|K|^2$ 是与目标的折射指数有关的常数，对于水滴，$|K|^2=0.93$，R 是目标离开雷达的距离，c 为光速。

公式右边分为三部分：第一部分为常数，取值 1.31×10^9 m/s，第二部分为雷达参数项，第三部分为与目标物理性质有关的项。

从雷达气象方程可知，雷达接收到的平均回波功率 $\overline{P}_r$ 与目标的反射率因子 Z 成正比(瑞利散射时)，对于大粒子，应是 $\overline{P}_r$ 与等效反射因子 Z_e 成正比。回波在传输过程中，因距离而造成的衰减与距离的平方成反比。如果距离雷达 10 km 以内作为无衰减区，测量范围在 10～200 km 以内时，则需进行距离订正。气象雷达回波强度的变化范围在 0～95 dB 左右。

15.2.5.3　多普勒速度谱的测量与处理

由前面讨论可知，运动的气象目标，其后向散射除携带有粒子大小和密度的信息外，还携带有气象目标运动速度的信息，使回波频率发生偏移，这时气象目标后向散射的电场强度可表示成

$$E(t) = e(t)\cos(\omega_d - \omega_0)t \tag{15.2.58}$$

式中 ω_d 为多普勒角频率，$\omega_d = 2\pi f_d = 4\pi V_r/\lambda$；$\omega_0$ 为雷达发射频率。

对气象目标(粒子群)，(15.2.58)式可写成回波强度的复数形式

$$E(t) = \mathrm{Re}[A(t)e^{-i\omega_0 t}] \tag{15.2.59}$$

式中

$$A(t) = \sum_{j=1}^{N} e_j(t)e^{i\omega_d t} = x(t) + iy(t) \tag{15.2.60}$$

$$\begin{cases} x(t) = \sum_{j=1}^{N} e_j(t)\cos \omega_d t \\ y(t) = \sum_{j=1}^{N} e_j(t)\sin \omega_d t \end{cases} \tag{15.2.61}$$

式中 x,y 通常又称之为 I 信号和 Q 信号。现代多普勒天气雷达，能够检测出上述各式反映的运动粒子散射回波的振幅信息和相位变化信息。对于普通天气雷达，它只能检测振幅(强度)信息，即通过雷达气象方程得到其处理结果。而对于具有多普勒功能的雷达而言，其回波信息可采用多种方法进行处理。

多普勒天气雷达回波信号处理的一般程序是先将回波信号按不同方位和距离，分成若干个距离库，然后对每个距离库的回波信号进行傅里叶变换，得出其频谱分布。多普勒天气雷达为了获取各个不同距离上的多普勒频移信息，采用了脉冲多普勒体制。这样，距离库的回波信号是离散的，可通过离散傅里叶变化获取其频谱信息。然而，多普勒天气雷达探测得到的数据量是非常大的。例如，若在100 km探测范围内以方位 2°间隔，距离 1 km 间隔作为一个库，雷达扫描一周就共有 18000 个库的资料需要同时处理。为此，需采用一些快速算法进行信号处理。目前常用的方法有脉冲对处理方法(PPP)，频谱分析法(即 FFT)等。

(1)脉冲对处理方法(PPP)

所谓脉冲对处理方法，就是对每一距离库内的连续两个取样值进行成对处理，从而获得平均多普勒频率，平均径向速度和多普勒频谱方差(谱宽)的方法。

假定散射体内各粒子的平均多普勒速度相同，每个粒子径向速度涨落值具有偶函数的概率分布密度，则可定义回波复振幅 $A(t)$ 的自相关函数为

$$R(T) = \frac{\overline{A(t) \cdot A^*(t+T)}}{|\overline{A(t)}|^2} \tag{15.2.62}$$

式中 T 为连续两次取样的时间间隔，“ * ”表示复共轭。

由上述相关关系，可推得平均径向速度 $\overline{V}_r$、平均多普勒频率 $\overline{f}_D$ 和谱宽 σ_f^2 的计算公式

$$\overline{V}_r = \frac{\lambda}{4\pi T}\tan^{-1}\left[\frac{\overline{y(t) \cdot x(t+T) - x(t)y(t+T)}}{\overline{x(t) \cdot x(t+T) + y(t) \cdot y(t+T)}}\right] \tag{15.2.63}$$

$$\overline{f}_D = \frac{\lambda}{2\pi T}\tan^{-1}\left[\frac{\overline{y(t) \cdot x(t+T) - x(t)y(t+T)}}{\overline{x(t) \cdot x(t+T) + y(t)y(t+T)}}\right] \tag{15.2.64}$$

$$\sigma_f^2 = \frac{2}{(2\pi T)^2}\left[1 - \frac{|R(T)|}{R(0)}\right] \tag{15.2.65}$$

由多普勒天气雷达接收机系统相位检波器输出的 $x(t)$ 和 $y(t)$ 信号输入到脉冲对处理器，首先根据(15.2.62)式将两路输入信号经运算得到 $R(\tau)$，然后再根据(15.2.63)、(15.2.64)和(15.2.65)式计算出平均径向速度、平均多普勒频率和谱宽。

(2)频谱分析法(即 FFT)

所谓频谱分析法，就是对每一被宽度为 T_0 的波门所截取的一段回波信号，用更短的时间间隔 T 进行采样，使原始资料离散化，然后对该离散化资料进行傅里叶变换(快速傅里叶变换，FFT)，频谱分析，进而求出平均多普勒频率，平均径向速度和谱宽的方法。

由于降水粒子的径向速度是不相同的。在时段 $\left[-\frac{T}{2}, T_0-\frac{T}{2}\right]$ 内回波信号为

$$E(t)=\int_{-\infty}^{\infty} F(f) \mathrm{e}^{-\mathrm{i} 2 \pi f t} \mathrm{d} f \tag{15.2.66}$$

其对应的变换为

$$F(f)=\int_{-\infty}^{\infty} F(t) \mathrm{e}^{-\mathrm{i} 2 \pi f t} \mathrm{d} t \tag{15.2.67}$$

因此，在 T_0 时段的平均回波功率 $\overline{P}_r$ 可表示为

$$\overline{P}_r=\frac{1}{T_0} \int_{-\frac{T}{2}}^{T_0-\frac{T}{2}} E(t) \cdot E^*(t) \mathrm{d} t \tag{15.2.68}$$

将(15.2.67)式代入可得到

$$\overline{P}_r=\frac{1}{T_0} \int_{-\infty}^{\infty}|F(f)|^2 \mathrm{d} f \tag{15.2.69}$$

令 $S(f)=\frac{1}{T}|F(f)|^2$，称之为多普勒功率谱密度，则(15.2.69)式变为

$$\overline{P}_r=\int_{-\infty}^{\infty} S(f) \mathrm{d} f \tag{15.2.70}$$

由于多普勒频率 f_D 与粒子径向速度 V_r 具有唯一的确定关系 $f_D=2V_r/\lambda$，所以，多普勒速度谱密度与多普勒功率谱密度 $S(f)$ 有如下关系

$$S(V) \mathrm{d} V=S(d) \mathrm{d} f \tag{15.2.71}$$

因此(15.2.70)式可表示为

$$\overline{P}_r=\int_{-\infty}^{\infty} S(V) \mathrm{d} V \tag{15.2.72}$$

由此，可得平均多普勒频移 $\overline{f}_D$ 为

$$\overline{f}_D = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} f \cdot S(f)\mathrm{d}f}{\int_{-\infty}^{\infty} S(f)\mathrm{d}f} \tag{15.2.73}$$

谱宽 σ_f^2 可表示成

$$\sigma_f^2 = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} (f-\overline{f}_D)^2 S(f)\mathrm{d}f}{\int_{-\infty}^{\infty} S(f)\mathrm{d}f} \tag{15.2.74}$$

平均多普勒速度 $\overline{V}_r$ 为

$$\overline{V}_r = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} VS(V)\mathrm{d}V}{\int_{-\infty}^{\infty} S(V)\mathrm{d}V} \tag{15.2.75}$$

两种多普勒天气雷达回波信息的处理方法各有优缺点。对 PPP 方法而言，其优点是减少了需要处理的数据量，使多普勒天气雷达资料实现实时处理和实时显示，但精度稍差些；而 FFT 方法，精度较高，但处理速度较慢，需高速计算设备来完成。

15.2.5.4 测速模糊和测距模糊

由奈奎斯特(Nyquist)取样定理可知，若要在雷达回波中检测到最高多普勒频率分量 $f_{d\max}$，则至少必须在时域上每隔 $1/2f_{d\max}$ 取样一次，而雷达的取样间隔(由雷达脉冲重复频率 F)已确定，于是

$$f_{d\max} = \frac{F}{2} \tag{15.2.76}$$

称 $f_{d\max}$ 为最大不模糊频移。由(15.2.40)知 $V_r=\lambda f_d/2$，故

$$V_{r\max} = \frac{\lambda}{2} f_{d\max} = \frac{\lambda}{4} F \tag{15.2.77}$$

称 $V_{r\max}$ 为最大不模糊径向速度。

与常规天气雷达一样，多普勒天气雷达的脉冲发射的重复频率还决定了雷达最大不模糊探测距离 $R_{\max}$，有

$$R_{\max} = \frac{1}{2} \cdot \frac{c}{F} = \frac{1}{2} Tc \tag{15.2.78}$$

由(15.2.78)和(15.2.77)式，消去 F，有

$$V_{\max} = \frac{\lambda}{8} \cdot \frac{c}{R_{\max}} \tag{15.2.79}$$

由(15.2.79)式可以看到，当雷达波长 λ 确定之后，测速范围与探测距离是互

相制约的。若要求多普勒天气雷达测速的范围大,则必然会使雷达的测距范围小,两者难以兼顾。例如,10 cm 多普勒天气雷达,若要求最大不模糊速度 $V_{max}=200$ m/s,则最大不模糊距离仅 18.7 km。表 15.8 给出了几种常用多普勒天气雷达的最大测速、最大测距与波长间的关系,其中括号内为雷达脉冲重复频率 F 的数值。彩图 15.13 为多普勒天气雷达探测的径向速度分布,从中可见,在距离 90 km 以外,方位 270°～300°之间,出现的断断续续的深蓝色区域即为速度模糊区,真实的多普勒速度应为正值,且大于 15 m/s。

目前解决测速模糊的方法有两种,一是用硬件,即在信号处理器中增加双脉冲重复频率(即 DPRT)功能;另一种是用软件,即在数据处理系统中设置判别及退速度模糊的程序。

表 15.8　最大测速、最大测距与波长关系

最大测速 / 最大测距 / 波长	60 km (3000 Hz)	100 km (1500 Hz)	150 km (1000 Hz)	200 km (750 Hz)
3.2 cm	±24 m/s	±12 m/s	±8 m/s	±6 m/s
5.6 cm	±42 m/s	±21 m/s	±14 m/s	±10.5 m/s
10.7 cm	±80 m/s	±40 m/s	±27 m/s	±20 m/s

15.2.6　天气雷达探测

天气雷达作为探测云和降水的重要手段,在监测强对流天气的发生、发展,以及开展临近天气预报方面发挥着越来越重要的作用。常规数字化天气雷达探测可获取回波的位置、范围、强度、形态、高度、移向、移速、强回波中心、回波性质及其发展趋势等。多普勒天气雷达探测除包括上述常规数字化天气雷达探测内容以外,还可进一步得到径向风向、风速,辐合区、辐散区及强风切变区的位置等。根据探测任务的不同,天气雷达探测可采用圆锥扫描、垂直扫描和立体扫描三种模式工作。

圆锥扫描探测又称为平面位置显示(PPI)探测,是指雷达天线在预选某一仰角不变的情况下,在 0°～360°方位间进行的连续扫描探测,并得到 PPI 图。在 PPI 回波强度图上,可分析回波强度、回波形态、回波分布和回波的移向移速,区分降水性质(层状云降水、混合性降水、对流性降水)。在 PPI 回波速度图上,重点分析各高度上的风向、风速、判断冷暖平流和垂直风场切变的高度,根据径向速度分布特征判断辐合区、辐散区位置。寻找和发现"牛眼",以判断中尺度气旋、中尺度反气旋、辐合中心和辐散中心等。发现和判断是否存在逆风区,以开展暴雨临近预报。彩图 15.14 为区域性暴雨的 PPI 图。这次强降水属于混合云降水,回波范围较大,

呈絮状，在大片回波中分布有强回波区。从速度图上可以看出地面为南风，风向随高度升高稍有顺转，在高空转到西南风。

垂直扫描探测又称为距离高度显示(RHI)探测，是指雷达在选定某一方位角的情况下，0°～90°仰角之间进行的连续扫描探测。目前，业务上 RHI 扫描的仰角范围为 0°～30°。在 RHI 探测显示时，其图像中横坐标(表示距离)和纵坐标(表示高度)的标尺分辨率不同，纵坐标的标尺常作适当放大，便于使用。在 RHI 强度图上，主要了解回波顶高、零度层亮带、回波是否接地、强回波的位置以及风暴结构和云体结构。在 RHI 速度图上，主要了解入流区、出流区以及风场的垂直结构，进一步判断降水性质(层状云降水、对流云降水)和可能出现的灾害性天气的种类(如冰雹、暴雨、大风)和程度。彩图 15.15 为彩图 15.14 所示暴雨的 RHI 图，回波顶高超过 10 km，在回波强度图上有零度层亮带特征。从速度图可以看出，在大片冷色中有一块红色区域，表明对应回波强度图的强中心处从低层到高层有风向的垂直切变。

立体扫描探测又称体扫(VOL)，是指选定多个不同仰角的圆锥扫描探测构成的集合。天气雷达进行立体扫描探测时，一般从 0°或接近 0°仰角开始作圆锥扫描探测，完成一个圆锥扫描探测后，依次抬升仰角，进行多次圆锥扫描探测。立体扫描探测应根据不同的探测对象和目的，选择不同圆锥扫描的个数和仰角间隔，一般原则是在低仰角下间隔较小，高仰角下间隔较大。利用立体扫描探测资料，通过一定的插值处理，可较全面的分析探测区域内回波在不同等高面(简称 CAPPI)的分布。彩图 15.16 为利用立体扫描数据得到的 3 km 等高面的 CAPPI 强度回波图。

15.3 风廓线仪遥感

风廓线仪(Wind Profiler)，亦称风廓线雷达(Wind Profiling Radar)，是利用大气湍流对电磁波产生的散射原理对大气三维风场进行连续性探测的设备。它是自 1970 年代以来，随着弱信号提取技术、相干检测技术、多普勒技术、计算机技术、相控阵天线技术、谱矩理论、大气散射理论等科学技术的发展而发展起来的大气探测新技术。作为一种新型无球高空气象探测设备，风廓线仪已成为当前常规气象探空体制的重要补充。它能够不间断地提供大气风场、垂直气流、大气温度、大气折射率结构常数等气象要素随高度的分布，具有时空分辨率高、连续性和实时性好的特点。风廓线仪有广泛的应用领域，如：大气边界层科学研究、大气环境污染研究、全球气候变化研究、航空机场的业务应用、中尺度危害性天气研究、数值预报、城市气流模式的建立、近海和舰船平台上应用以及风能研究等。

15.3.1　风廓线仪的发展

风廓线仪在其发展过程中采用过不同的名称。早期，为区别测雨雷达，称之为晴空雷达，后来又按频率划分，称之为甚高频雷达（VHF，30～300 MHz）和特高频雷达（UHF，300～3000 MHz）。通常，发射频率越高，雷达的探测高度越低。所以，后来又按探测高度划分为 MU 雷达（中高层大气探测雷达）、MST 雷达（中间层、平流层、对流层探测雷达）、ST 雷达（平流层、对流层探测雷达）和 BL 雷达（边界层探测雷达）。目前，为区别于其他功能的探测雷达，统一称之为风廓线仪。表 15.9 给出了不同风廓线仪的主要技术参数。

表 15.9　各型风廓线仪主要技术参数

	边界层风廓线仪	对流层风廓线仪	平流层风廓线仪
频率（MHz）	900～1300	400～500	50～90
发射功率（kW）	≤5	≤40	≤500
天线尺寸（m×m）	≤3×3	≤12×12	≤100×100
探测高度范围（km）	0.05～3	0.15～16	1～30
高度分辨率（m）	50	150	1000

1960 年代，美国开始对风廓线仪技术进行研究，经过近 20 年的发展完善，到 1980 年代初已逐步趋于成熟。1980 年，美国国家海洋大气局（NOAA）环境研究院在科罗拉多州中北部建立了一个风廓线仪试验网，共安装了 6 部风廓线仪，其中 4 部为 49.5 MHz 的平流层风廓线仪，一部为 404 MHz 的对流层风廓线仪，另一部为 915 MHz 的边界层风廓线仪。经过八年的试运行，在大量对比试验和完善后，1989 年，NOAA 环境研究院决定在美国中部建立一个由 31 部对流层风廓线仪组成的业务实验网。1988—1990 年间，美军在新墨西哥州白沙导弹靶场组建“大气廓线探测设备研究中心”时，不仅建有气象铁塔和气球探空雷达，还建立包括平流层、对流层和边界层的 4 部风廓线仪，组成了一个较为完整的风廓线仪高空气象探测体系，用于导弹试验的军事气象保障和相应的科学研究。1994 年，世界气象组织仪器与观测委员会（CIMO）将风廓线仪列为高空气象探测仪器。

我国风廓线仪研制工作开始于 1980 年代。研制的第一部风廓线仪工作频率为 365MHz，探测范围为 350 m～13 km。1990 年代以来，我国先后开展了边界层、对流层和平流层等各型风廓线仪的研制和装备建设，总体水平已与国外相当，某些指标和采用的技术已优于国外同类产品。

15.3.2 湍流大气对雷达波的散射

根据湍流大气对电磁波的散射理论，湍流大气对雷达波的反射率为

$$\eta = 0.39C_n^2\lambda^{-1/3} \tag{15.3.1}$$

式中 λ 是雷达波长；C_n 是大气折射率的结构常数，使用量纲分析及从湍流的运动方程出发，可以得到结构常数的关系式为

$$C_n = a^2 L_0^{4/3} M^2 \tag{15.3.2}$$

式中 L_0 是湍流外尺度，M 是折射率的垂直梯度，a 是一无量纲的常数。

当散射介质充满雷达脉冲体积时，介质反射率与接收到的回波功率之间关系为

$$P_r = \frac{\alpha^2 P_t A_e \Delta r}{4\pi r^2}\eta \tag{15.3.3}$$

式中 α 是天线和波导的传输效率，A_e 是天线有效截面积，Δr 是距离分辨率（$\Delta r = \tau c/2$），P_t 为雷达发射功率。

湍流大气对雷达波散射的物理实质是：不同尺度的湍流块相当于具有不同间距的空间衍射光栅，而不同间距的衍射光栅对于不同散射角上的散射能量有明显的贡献，也即恰巧可以在该方向形成衍射的“亮点”。

由（15.3.1）式，η 与 $\lambda^{-1/3}$ 成正比。这说明波长越短，反射率越大，似乎选取短波长雷达对晴空探测更有利。但实际并非如此。根据光学中的布拉格（Bragg）条件

$$l(\theta) = \frac{\lambda}{2\sin(\theta/2)} \tag{15.3.4}$$

当考虑 $\theta = \pi$ 的后向方向时就有 $l(\pi) = \lambda/2$。这里 $l(\pi)$ 就是大气中能在后向方向产生衍射“亮点”的有效湍流块尺度。即有效的涡旋尺度 $l(\pi)$ 应是雷达波长 λ 的一半，而大气中最小湍流块尺度是随高度增加而增大的。因此，只有对于较长的波长，高空才存在有效的散射机制。这就说明为什么晴空大气探测雷达要采用 UHF（分米波）和 VHF（米波）的原因。一般来说，欲探测的高度越高，采用的波长越长。

15.3.3 分层大气对雷达波的镜面反射

在晴空大气中，还有一种重要的无线电波反射机制称为费涅尔反射，也称镜面反射。它是由于大气中折射率水平分布比较均匀，在垂直方向上存在很大的梯度

结构而引起的，如图 15.17 所示。

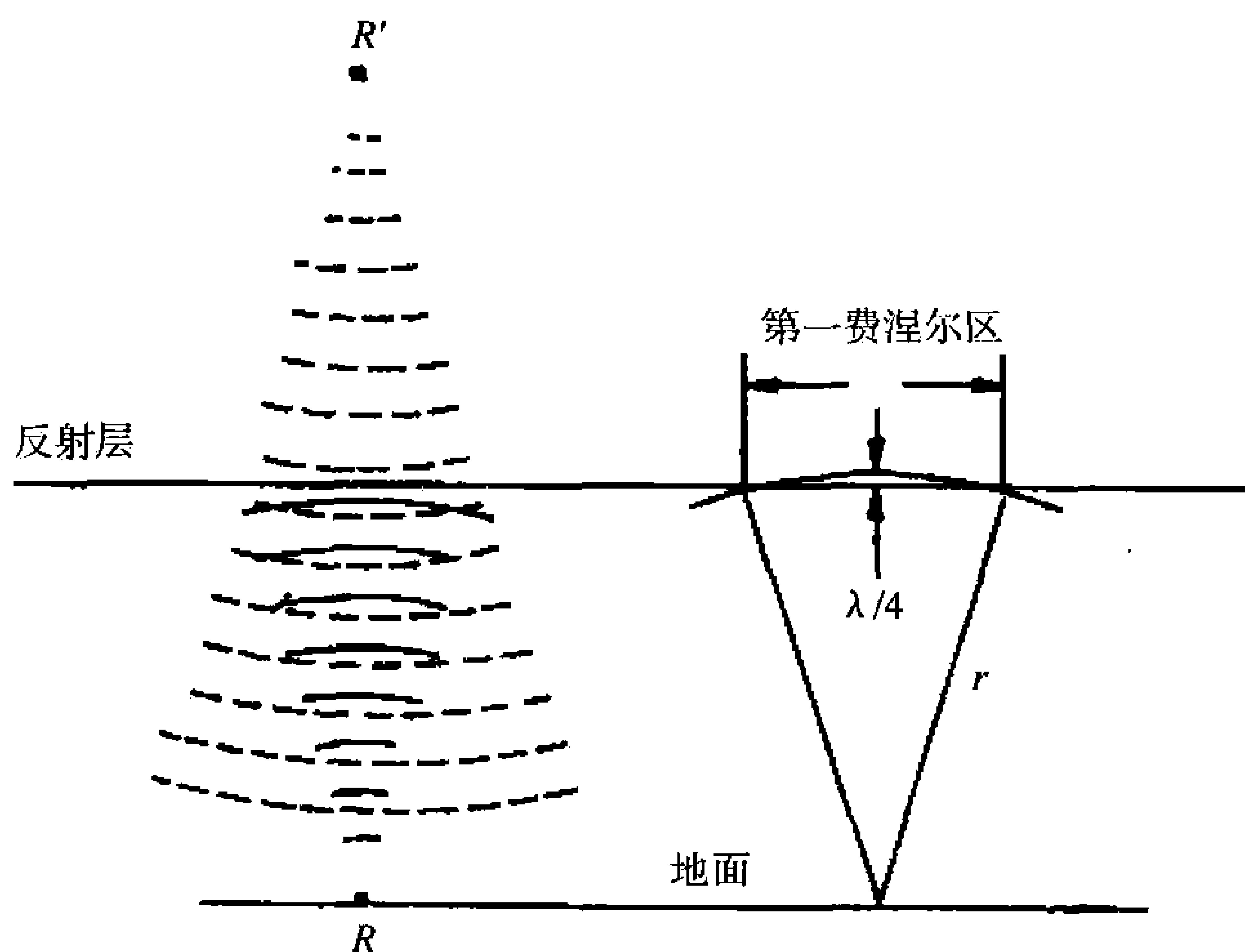


图 15.17　费涅尔反射示意图

对于镜面反射，理论上可推出雷达接收到的回波功率为

$$P_r = \frac{\alpha^2 P_t A_e^2}{4\lambda r^2} \mid \chi \mid^2 \tag{15.3.5}$$

式中 α 是天线和波导的传输效率，$|\chi|^2$ 表示反射层的功率反射系数。

雷达接收到的属于镜面反射机制的回波，总是在天线作垂直指向的情况下探测到。因此，要判别高空出现的层状晴空回波是哪种机制造成的，只要比较一下天线垂直发射和天线稍有倾斜时的回波强度。如差别很大，回波可能就是有镜面反射产生的。通常风廓线仪观测到的回波主要是大气湍流散射造成的，但在用米波或分米波雷达探测对流层顶以上大气时，镜面反射机制的作用也是存在的。

15.3.4　风廓线仪工作原理及特点

风廓线仪按使用技术可分为三类：多普勒技术、分立天线漂移(SAD)技术和干涉技术。目前，SAD 技术尚处于调试阶段，未投入业务使用，它不受水平均匀条件约束，理论上比较合理。干涉技术可提供高时空分辨率信息，但目前尚处于研究阶段。目前较成熟的是多普勒技术，但它要求大气水平均匀假设。

风廓线仪观测到的回波主要是晴空中折射率起伏的空气（湍涡）的散射回波。研究表明，当大气折射率起伏场，具有雷达半波长尺度时，就会对雷达电磁波产生强烈的后向散射。

若把湍涡作为气流质点，并作一段时间的平均，则湍涡运动就表示气流的流

动。由于湍涡随风飘移,沿雷达径向的风速分量将导致回波信号的多普勒频移。测定回波信号的频移值,可以直接计算出某一层大气沿波束径向的风速分量。

为了测量水平风的大小和方向,必须改变发射波束的指向,实际的仪器常设计为三波束或五波束轮流发送,方位上相互正交。

三波束:垂直向上及向东向北倾角 15°发送。

五波束:垂直向上及向东向北倾角 15°发送,再加上向西向南倾角 15°发送。

测出沿波束发射方向的径向风速,在水平风场均一的假设条件下,联立解出大气风场的三个风分量(u,v,w),u,v,w 分别是风在东、北和垂直方向上的分量,然后就得到不同高度上的风速 V 和风向 β

$$\begin{cases} V_e = u\sin\alpha + w\cos\alpha \\ V_n = v\sin\alpha + w\cos\alpha \\ V_z = w \\ V = \sqrt{u^2 + v^2} \\ \beta = \arctan(u/v) \end{cases} \tag{15.3.6}$$

如图 15.18 所示,α 为倾斜波束与垂直波束的夹角。

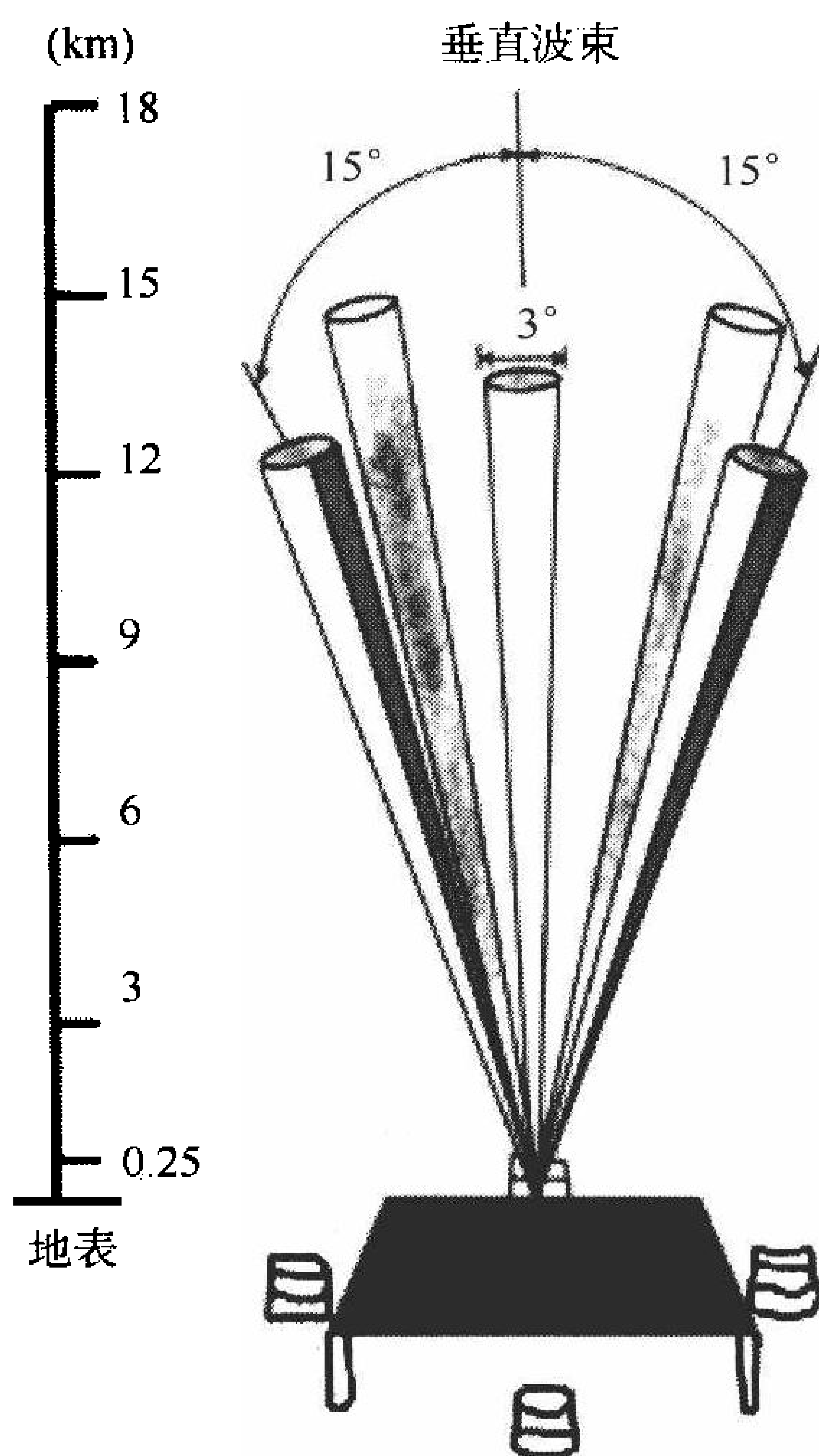


图 15.18 风廓线仪波束示意图

15.4 激光雷达大气遥感

激光气象雷达是利用大气气体分子和气溶胶对激光的散射、吸收特性来判识和推断大气状况的探测仪器。由于激光方向性强,到远距离仍保持高的辐射通量,光电探测器又有很高的灵敏度,激光气象雷达可探测远处的目标,而且精度高。目前激光气象雷达的发射波段处于紫外到红外,由于大气中的分子和气溶胶对激光的散射很强,对云的穿透能力差,无法测得云内的情况,因此,激光雷达测量的对象主要是晴空大气。激光气象雷达和微波天气雷达可互为补充,实现对大气环境的监测。

15.4.1 激光气象雷达的发展

自 1960 年第一台激光器研制成功之后,由于激光具有单色、相干性强、能量高度集中等特点,激光技术很快被应用到大气探测中。早期,主要利用大气气体分子

和气溶胶对激光的散射特性和吸收特性，研制成功各种云高测量仪、能见度测量仪；20 世纪 70 年代之后，利用吸收光谱特性的差分吸收原理，研制出可遥感大气气体成分，大气压和大气温度等气象要素的测量仪器。20 世纪 80 年代以来，采用光外差探测技术，研制了相干激光多普勒雷达，探测晴空大气风场。目前，利用星载米散射激光雷达，探测云顶高度、云厚、多层云结构以及大气气溶胶的散射廓线，利用星载激光多普勒雷达探测风廓线等方面的研究也在开展之中。图 15.19 为安装在香港国际机场的激光多普勒雷达。

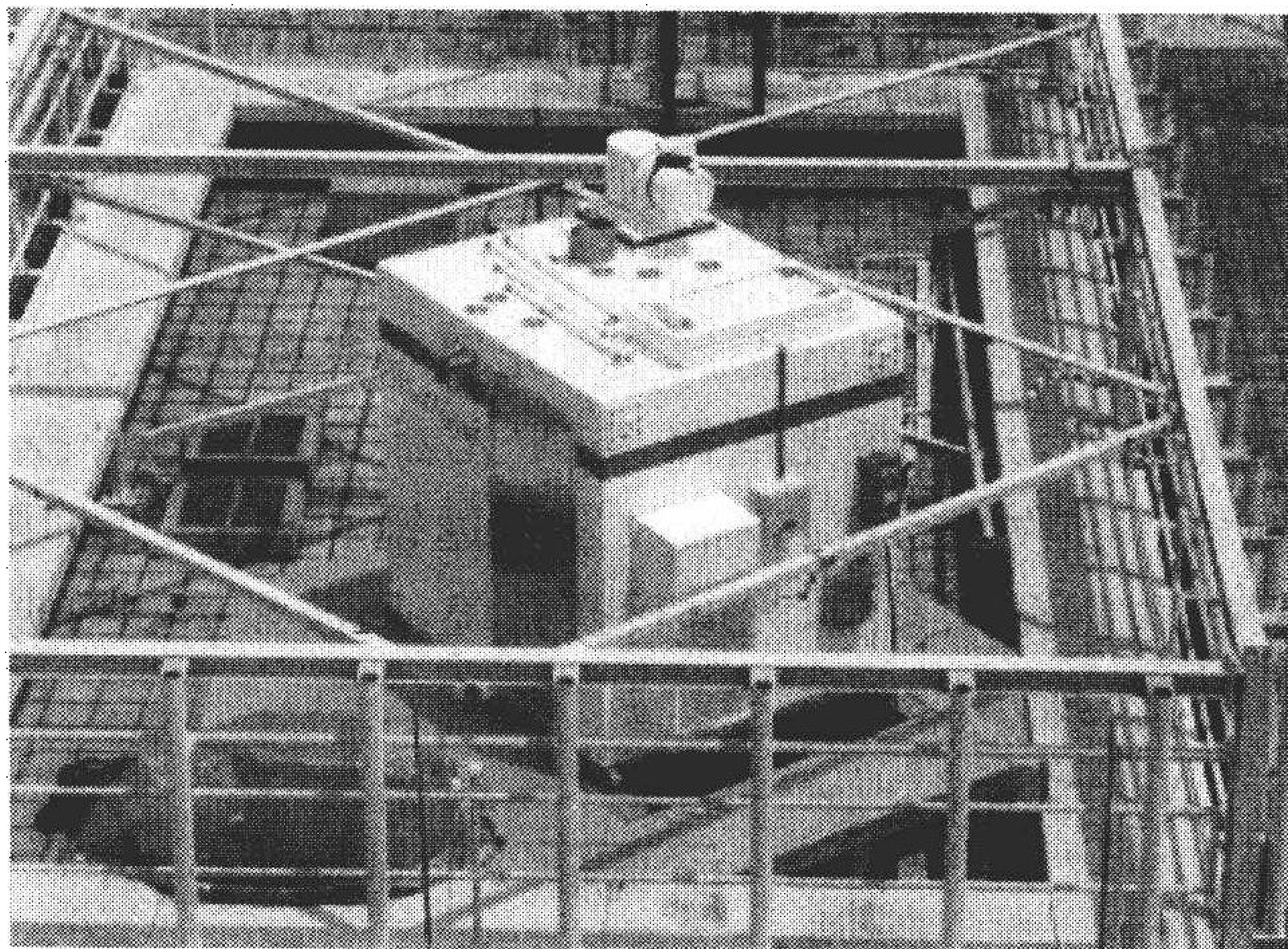


图 15.19　安装于香港国际机场的激光多普勒雷达

我国自 1965 年开始，先后研制了大气探测激光雷达和激光测云仪等，并开展了一系列激光大气探测原理的研究和实际应用。例如，在激光探测云雾、气溶胶、能见度以及大气污染气体浓度等方面取得了不少进展，并在机场探测云底高度、研究大气污染的扩散规律和监测污染气体浓度等实际工作中获得一定应用。本世纪初，研制完成了非相干脉冲激光多普勒雷达。目前，国内有关单位正在开展相干激光多普勒雷达系统方面的研究。

根据不同的散射、吸收效应，现有的激光气象雷达有如下种类：

(1)米(Mie)散射激光气象雷达。它是一种用于探测 30 km 以下低空大气中的尘埃、云雾等气溶胶粒子的激光雷达，利用的是大气中的气溶胶粒子对激光的米散射机制。

(2)瑞利(Rayleigh)散射激光气象雷达。它是一种利用大气中原子分子的瑞利散射机制而工作的激光雷达，主要用于对大约 30～80 km 范围中层大气的探测。

(3)拉曼(Raman)散射激光气象雷达。拉曼散射是大气分子对光的一种非弹性散射。拉曼散射激光雷达一般只适用于对浓度较高和距离较近的对象辨认分子种类的探测。

(4)差分吸收激光气象雷达。在激光与大气相互作用的各种机制中,吸收具有很大的相互作用截面,使得利用吸收机制工作的激光雷达能够达到较高的灵敏度,同时吸收又是一种共振过程,具有分辨大气成分的能力。因此差分吸收激光雷达可以探测大气中的微量成分。

(5)共振荧光激光气象雷达。用在某些特定的激光波长下原子或分子发生共振荧光增强的现象来实现辨认大气成分的探测。由于在低空大气中,原子、分子的密度很大,碰撞十分频繁,容易发生荧光的淬灭效应。因此,共振荧光激光雷达多用于对高层大气中原子、分子的成分探测。

激光气象雷达通常由三部分组成。①激光器及其附件:这是激光雷达的核心部分,它除包括激光器外,还有激光电源,与激光器有关的各种控制系统,冷却系统,激光能量监视器。②收发系统:包括收发望远镜和方位、俯仰随动系统。③信号处理与显示系统:包括分光系统,光电转换系统,回波显示和数据自动处理系统。其结构框图如图 15.20 所示。

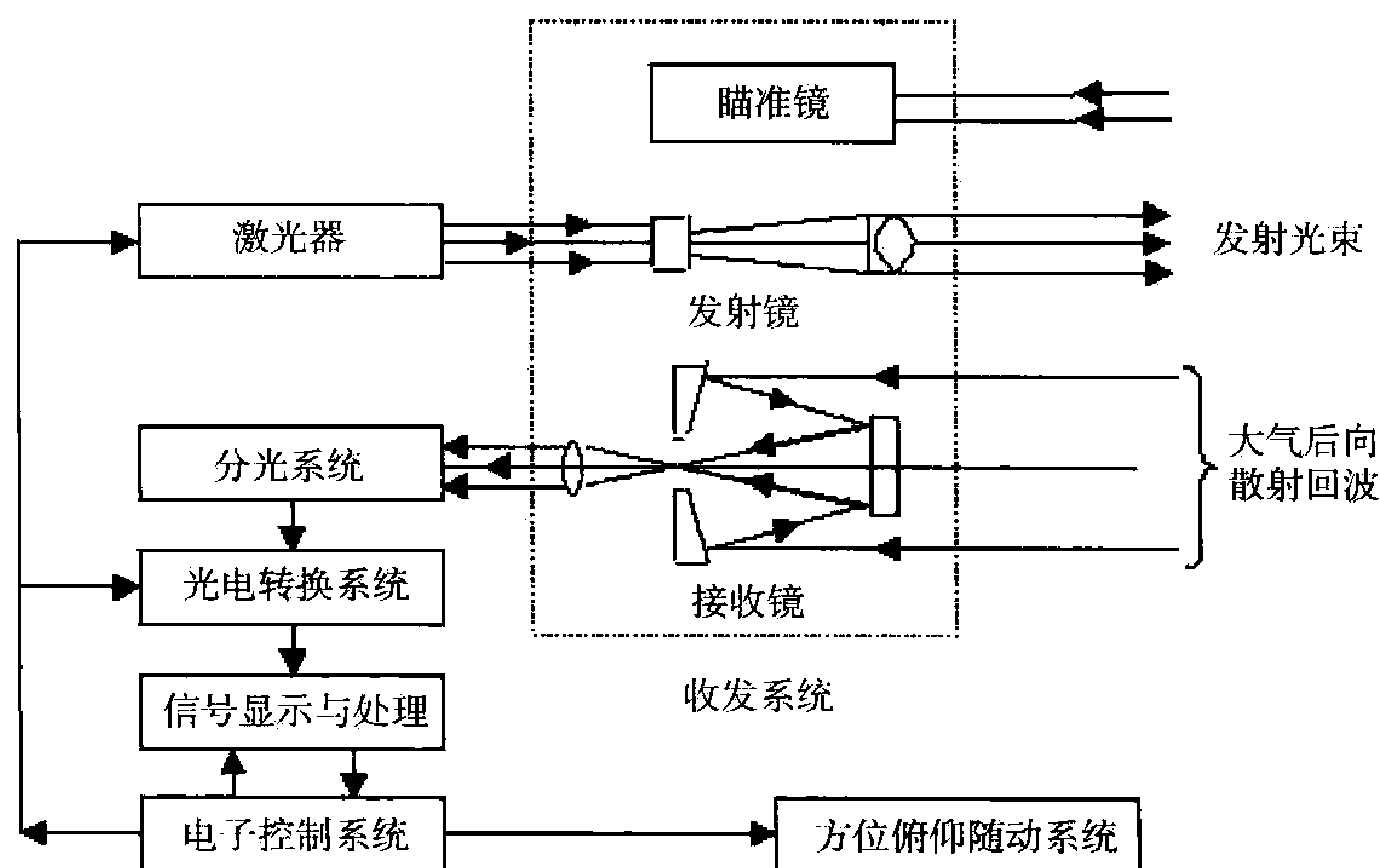


图 15.20　激光雷达结构框图

15.4.2　激光气象雷达方程

假定激光雷达发射激光脉冲能量为 $P_t(w)$,接收到位于距离 R 处的大气散射回的能量为 $P_r(w)$,则可推导出两者的关系式(光雷达方程)

$$P_r = \frac{P_t \cdot cA\psi(R) \cdot \beta_\pi(R)}{2R^2} e^{-2\int_0^R k(r)\mathrm{d}r} \tag{15.4.1}$$

式中 A 为有效接收面积(m^2)；$\beta_\pi(R)$为体元后向散射系数，$\psi(R)$为充满系数，$k(r)$为消光系数，c 为光速。

当用电压值来表示激光雷达接收到的回波能量时，(15.4.1)式可写成

$$V(R) = \frac{C_A\beta_\pi(R)}{R^2} e^{-2\int_0^R k(r)\mathrm{d}r} \tag{15.4.2}$$

式中 C_A 为激光雷达的仪器常数

$$C_A = \frac{P_t c \cdot G \cdot TA\psi(R)}{2} \tag{15.4.3}$$

式中 G 为光电转换系数，T 为收发望远镜的透过率($0<T<1$)。

由(15.4.1)、(15.4.2)式可见，激光雷达接收到大气散射的能量除与激光雷达本身的技术参数有关外，还与大气的体元后向散射系数 $\beta_\pi(R)$，大气消光系数 $k(r)$和探测距离等有关。利用这样一些特性，可探测有关的气象要素。

15.4.3　激光雷达测量能见度

根据气象能见度的定义可知，大气消光系数 k 是确定能见度的一项重要因子。因此，在一定的假设条件下，利用大气对激光的消光特性，我们可测量气象能见度。

由于在水平方向上，大气混合比较均匀，可以假定在水平方向上，大气消光系数 $k(R)$与距离无关，即 $k(R)=k$；此外，进一步假定水平方向上，大气对激光的体元后向散射系数 $\beta_\pi(R)$也与距离无关，即 $\beta_\pi(R)=\beta_\pi$，于是激光雷达探测方程(15.4.2)，可变为

$$V(R) = \frac{C_A\beta_\pi}{R^2} e^{-2kR} \tag{15.4.4}$$

对(15.4.4)式两边取对数，得到

$$\ln[R^2V(R)] = \ln(C_A\beta_\pi) - 2kR \tag{15.4.5}$$

由(15.4.5)式可见，为求得消光系数 k，可在同一次测量时采集两个不同距离 R_1，R_2 回波电压值 $V(R_1)$和 $V(R_2)$，求解出两个未知量 k 和β_π。由此，将 k 值代入(15.4.4)式便可确定当时的气象能见度。

这说是通常所说的“两点法”测量气象能见度的原理。

15.4.4　激光雷达测量大气成分的浓度和大气温度、气压

由于可调谐激光器的发展，利用大气分子对激光吸收光谱特性设计的差分吸

收法测量大气成分的浓度，大气温度和大气压等方法得到重视。

(1)差分吸收法原理

利用某种气体对激光的吸收谱线特征，在其强吸收线和弱吸收线上分别发射不同波长的激光，然后测量各自的回波强度，进行差分比较，估计出气象要素的方法，称为差分吸收法。

设某种气体对激光的吸收谱线如图 15.21 所示。λ_0 为强吸收线，λ_w 为弱吸收线。

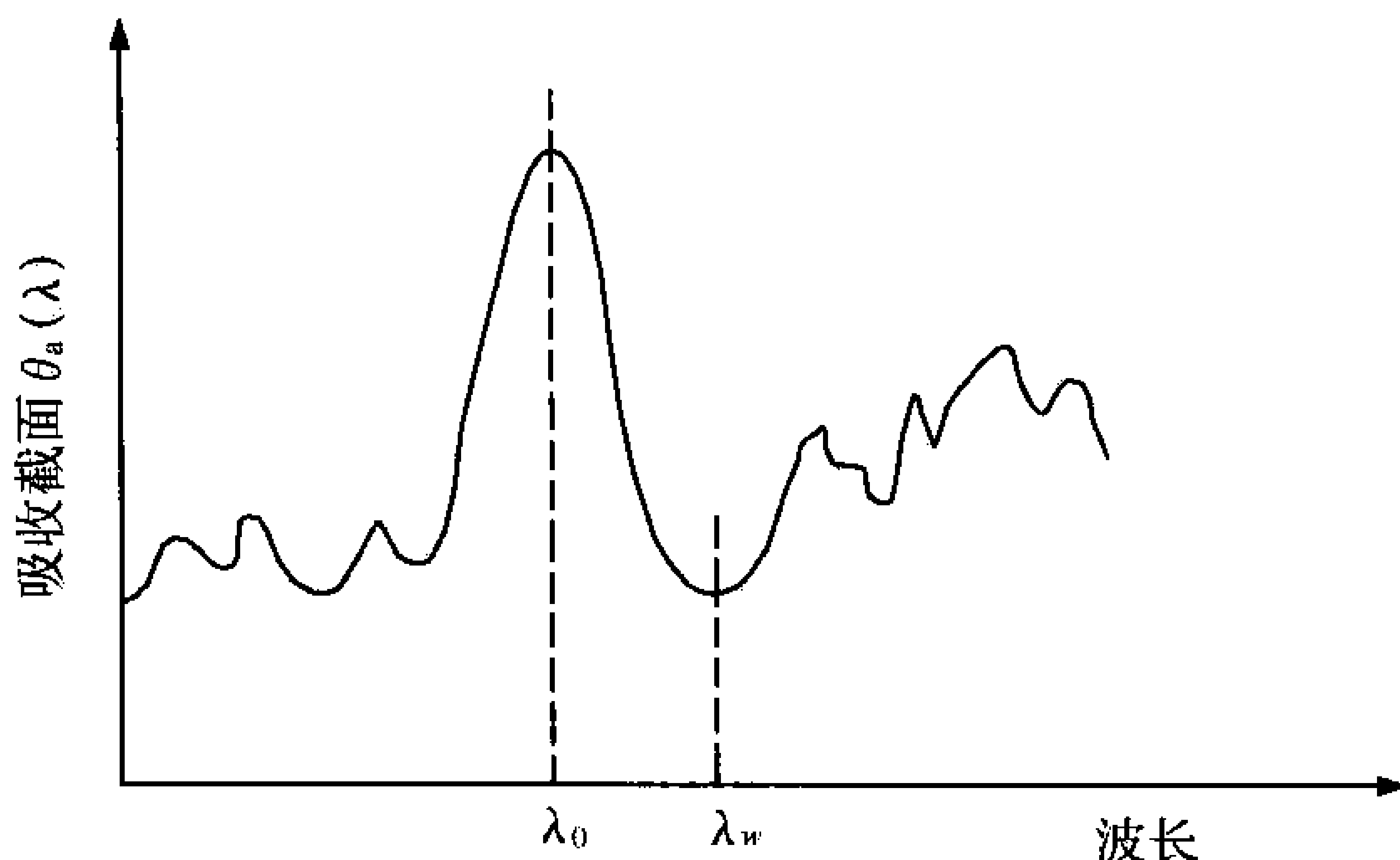


图 15.21 某种气体对激光的吸收谱线

利用可调谐激光雷达，分别发射两束波长分别为 λ_0 和 λ_w 的激光束。通常 λ_0 和 λ_w 较接近，可以认为除该气体对 λ_0 和 λ_w 的吸收截面 $Q(\lambda_0)$，$Q_a(\lambda_w)$不同外，其他气体和气溶胶对两束光的散射和消光特性相同

$$\begin{cases} k_{\lambda_0}(R) \approx k_{\lambda_w}(R) \\ \beta_{\pi\lambda_0}(R) \approx \beta_{\pi\lambda_w}(R) \end{cases} \tag{15.4.6}$$

于是，对两束激光回波强度的分析，便可估计该气体的浓度，或大气压和温度的分布。

(2)气体成分浓度的测量原理

为讨论方便，将大气总消光系数 $k(R)$分为两部分

$$k(R) = k_G(R) + k_A(R) \tag{15.4.7}$$

式中 $k_G(R)$为被测气体吸收造成的消光系数，$k_A(R)$为其他成分造成的消光系数。

设 $N(R)$为被测气体的浓度，则该气体造成的消光系数 $k_G(R)$为

$$k_G(R) = N(R) \cdot Q_a(\lambda) \tag{15.4.8}$$

将(15.4.7)、(15.4.8)式代入激光雷达方程(15.4.2)式，便可得到双波长的回

波强度 $V_0(R)$,$V_w(R)$为

$$\begin{cases} V_0(R) = \dfrac{C_{A\lambda_0}\beta_{\pi\lambda_0}(R)}{R^2} e^{-2\int_0^R [k_{\lambda_0}(r)+N(r)Q_a(\lambda_0)]} dr \\ V_w(R) = \dfrac{C_{A\lambda_w}\beta_{\pi\lambda_w}(R)}{R^2} e^{-2\int_0^R [k_{\lambda_w}(r)+N(r)Q_a(\lambda_w)]} dr \end{cases} \tag{15.4.9}$$

将(15.4.6)式代入(15.4.9)式,两式相除后两边取对数得

$$\ln \frac{V_0(R)}{V_w(R)} = -2\int_0^R [Q_a(\lambda_0) - Q_a(\lambda_w)] \cdot N(r) dr + \ln \frac{C_{A\lambda_0}}{C_{A\lambda_w}} \tag{15.4.10}$$

因 $C_{A\lambda_0}$,$C_{A\lambda_w}$ 为常数,$Q_a(\lambda_w)$和 $Q_a(\lambda_0)$由实验测得,对(15.4.10)式取微分,得

$$\frac{d}{dR}\left[\ln \frac{V_0(R)}{V_w(R)}\right] = 2[Q_a(\lambda_w) - Q_a(\lambda_0)] \cdot N(R) = \frac{V_w(R)}{V_0(R)} \tag{15.4.11}$$

由此,可得到该气体的浓度 $N(R)$为

$$N(R) = \frac{V_w(R)}{2V_0(R)} \cdot \frac{1}{Q_a(\lambda_w) - Q_a(\lambda_0)} \tag{15.4.12}$$

(3)大气压和大气温度的测量

大气压、大气温度的测量是利用气体浓度 N 和吸收截面 Q_a 都与气压和温度有关的特性,通过适当的方法反演出气压和温度。

由(15.4.12)式,可以写出用气压 p 和温度 T 表示的形式

$$N(p,T) \cdot \Delta Q_a(p,T) = \frac{V_w(R)}{2V_0(R)} \tag{15.4.13}$$

选择某种气体(例如 O_2),当它的混合比(即大气中各气体成分的含量与干空气量的比值)不随高度变化时,若该气体对气压不敏感,只对气温敏感,则可通过(15.4.13)式,反演出气温随高度的变化。

同样地,若选择某种气体,它对气压敏感,而对温度不敏感,则通过(15.4.13)式反演出气压随高度的变化。

初步分析表明,利用 O_2 的吸收带(7600～7700 nm)可进行测温;利用 O_2 吸收带的 7607 nm 和 7632 nm 的谷区,可进行测压。

15.5　声雷达大气遥感

声雷达是利用气象要素起伏对声波产生折射、散射、吸收和衰减的物理特性来

获取气象要素分布特征的大气探测设备。

声波为机械波，其振动方向与传播方向相一致，且频率较低。声波的频率为20～20000 Hz，在人的听觉范围内。频率高于20000 Hz的机械波叫超声波，频率低于20 Hz的机械波叫次声波。由于气象要素的起伏引起的声波的散射、吸收和衰减，都比电磁波强得多，因此声波探测大气的优点是灵敏度高，缺点是声波在大气中传播时能量耗散大，探测高度受到一定限制。声雷达主要用于大气边界层探测。

15.5.1 声波在大气中的传播

15.5.1.1 声波在大气中的传播速度

声波在媒质（介质）中传播的速度称为声速或音速，其大小因媒质的性质和状态而异。一般说来，音速的数值在固体中比在液体中大，在液体中又比在气体中大。空气中的音速，在标准大气压条件下约为340 m/s，或1224 km/h。

假定大气为理想气体，且声波在传播过程中是绝热的，则其传播速度c为

$$c=\sqrt{\gamma\frac{p}{\rho}} \tag{15.5.1}$$

式中$\gamma=\frac{c_p}{c_v}$，为空气的比定压热容c_p与比定容热容c_v之比，p为气压，ρ为空气密度。

(1)静止干空气中的声速

对干洁大气，用干空气状态方程$p=\rho R_d$代入(15.5.1)式，得

$$c=\sqrt{\gamma_d R_d T} \tag{15.5.2}$$

式中$\gamma_d\approx1.404$，$R_d=2.87\times10^2$ J/(kg·K)，则(15.5.2)式简化为

$$c=20.1\sqrt{T}\quad(\text{m/s}) \tag{15.5.3}$$

由此可见，在干洁大气中，声波的传播速度c只与温度T有关。

(2)静止湿空气中的声速

当空气中含有水汽时，用湿空气状态方程$p=\rho R_d T_v$代入(15.5.1)式，注意到

$$\gamma_v=(1-0.11q)\gamma_d$$

$$T_v=(1+0.618q)T$$

$$q\approx0.622e/p$$

则湿空气中的声波传播速度 c 为

$$c=\sqrt{\gamma_v R_d T_v}=c_0(1+0.15e/p) \tag{15.5.4}$$

式中 c_0 为干空气声速，e 为水汽压。由(15.5.4)式可见，在湿空气中，声波的传播速度会增大。

(3)有风时的声速

当有风时，声波的传播速度是静止大气中传播速度与风速矢量之和。设声传播方向与风速 u 有一夹角 α，取坐标 Ox 方向与 u 方向相同，如图 15.22，则有风时的声速为

$$c_1 \doteq c+u\cos\alpha \tag{15.5.5}$$

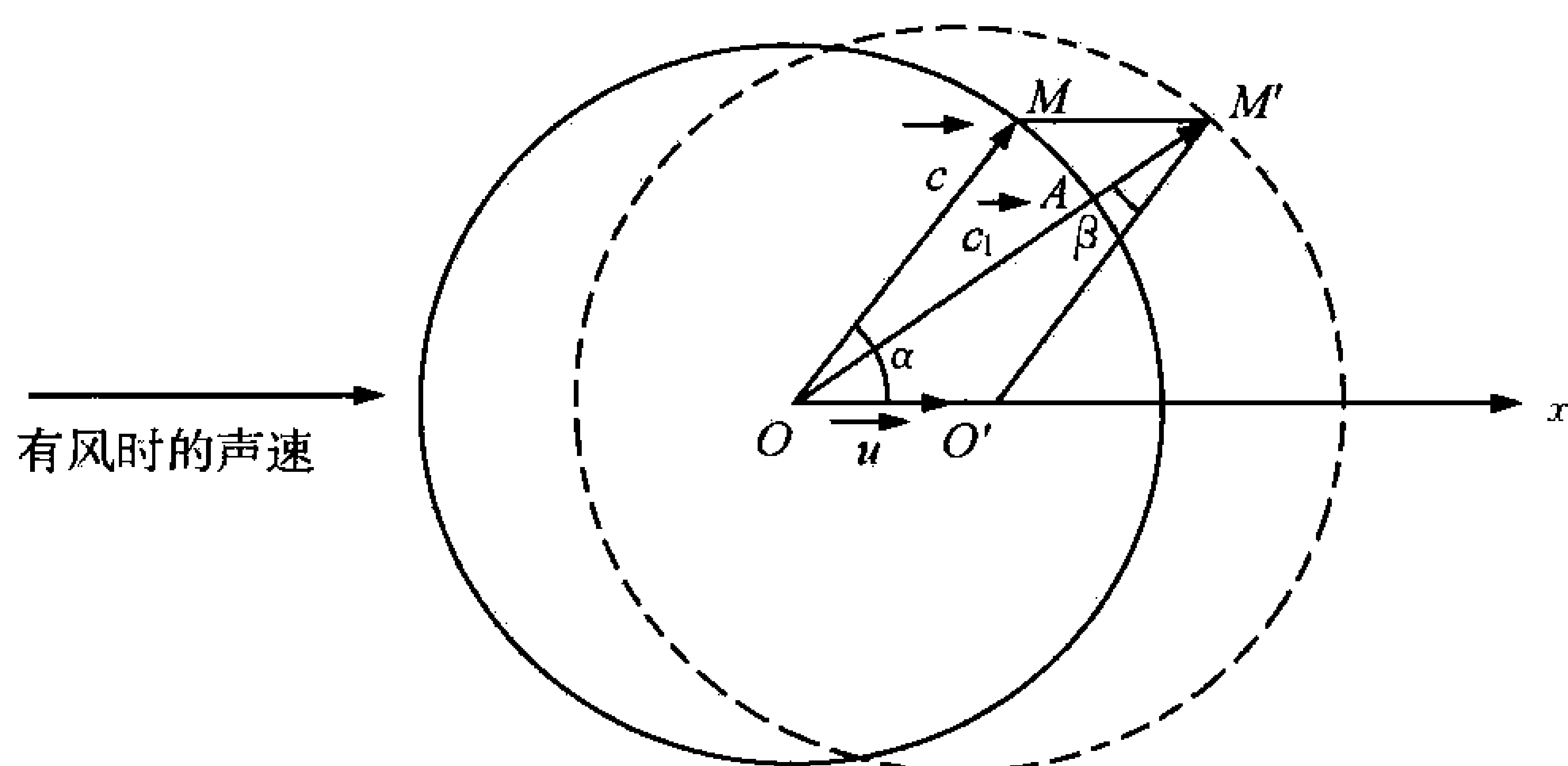


图 15.22 声传播方向与风矢量关系示意图

15.5.1.2 声波在大气中的折射

声波由振源产生后在大气中传播，一般可以用类似于光线的“音线”来表示振动能量的传播。

(1)静止大气中的折射

假定大气是干燥、无风的。如果是等温大气，则音线为一直线。但实际大气中温度随高度递减的，声波的传播速度也随高度变化，音线就变成弯曲的了。

对水平均一分层大气，如图 15.23 所示，音线在每一层内是直线，而在各层的界面上改变方向(即产生折射)。如各层温度为 T_0,T_1,T_2 且 $T_0>T_1>T_2$，各层声速为 c_0,c_1,c_2，各层的入射角为 i_0,i_1,i_2，折射角为 e_1,e_2,e_3，则有

$$\frac{\sin i_0}{c_0}=\frac{\sin i_1}{c_1}=\frac{\sin i_2}{c_2} \tag{15.5.6}$$

由(15.5.3)式可知，当 $T_0>T_1>T_2$，则 $c_0>c_1>c_2$，则 $i_0>i_1>i_2$，音线向上弯

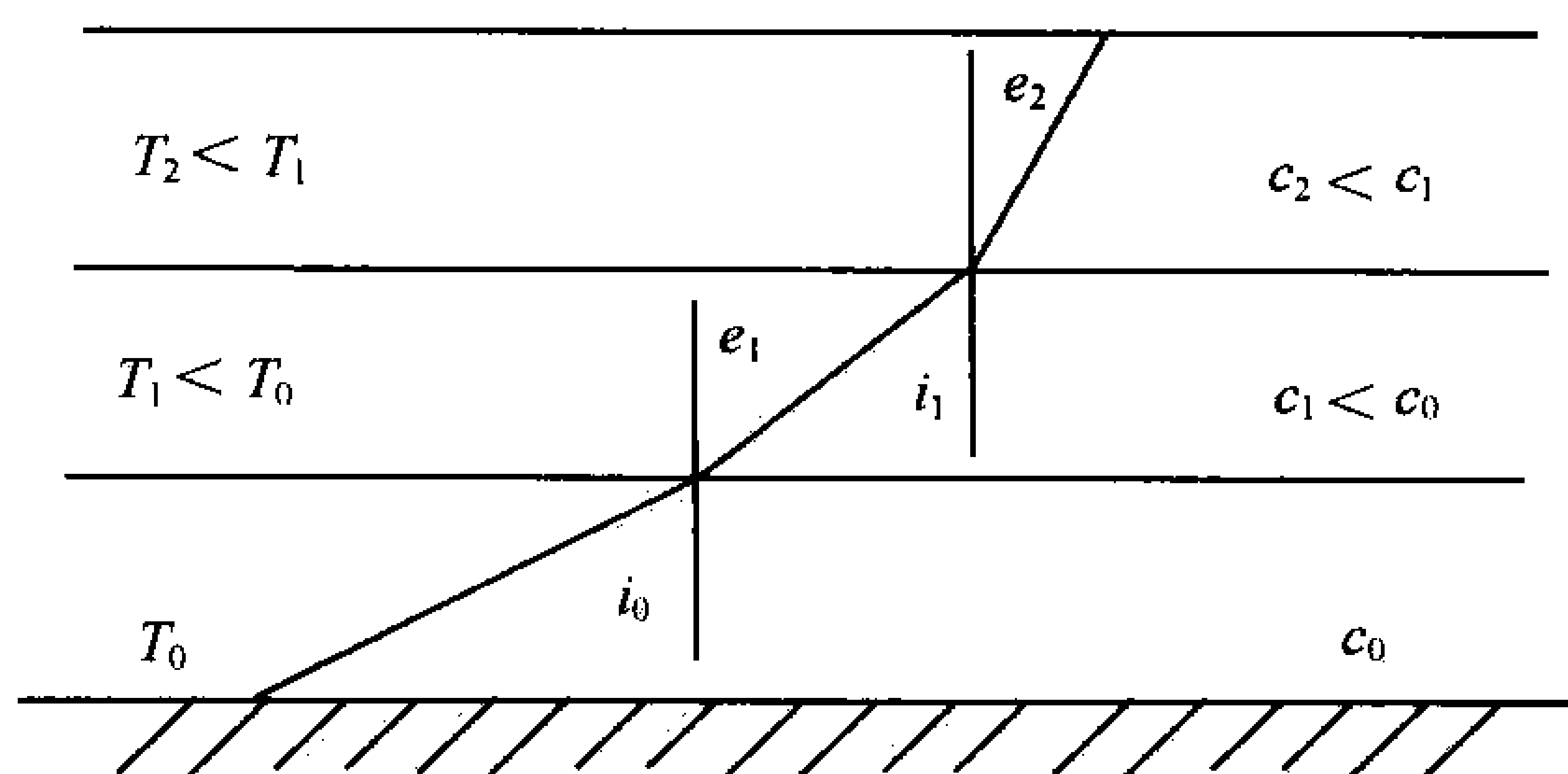


图 15.23　音线在水平均一分层大气中的折射

曲如图 15.24(a)，反之则向下弯曲如图 15.24(b)。

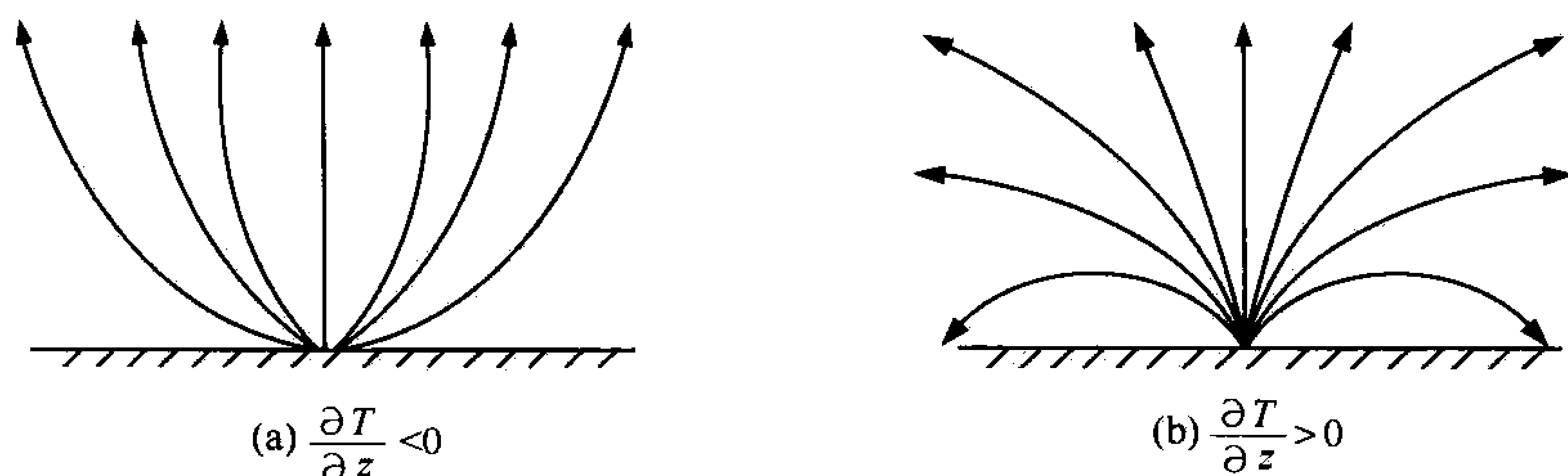


图 15.24　音线随温度变化而发生的折射

(2)有风时的折射

当有风时，声波的传播方向要复杂得多，它与风的大小和方向有关。当只考虑垂直方向有风切变时，设分层大气中各层的声速为

$$c_0\,;\quad c_1' = c_1 + V_1\cos\theta_1\,;\quad c_2' = c_2 + V_2\cos\theta_2$$

通过一定的数学推导，可得

$$\frac{c_1}{\sin i_1} + V_1 = \frac{c_2}{\sin i_2} + V_2 \tag{15.5.7}$$

式中 V_1 和 V_2 分别是上下两层的风速；θ_1 和 θ_2 为风矢量与水平方向的夹角，如图 15.25。

15.5.1.3　*声波在大气中传播的衰减*

在实际大气中，声波强度随传播距离增加而逐渐衰减。假定入射声波的能流密度为 I_0，传播一段距离 R 后，声波的能流密度为 I，则有

$$I = I_0 e^{-KR} \tag{15.5.8}$$

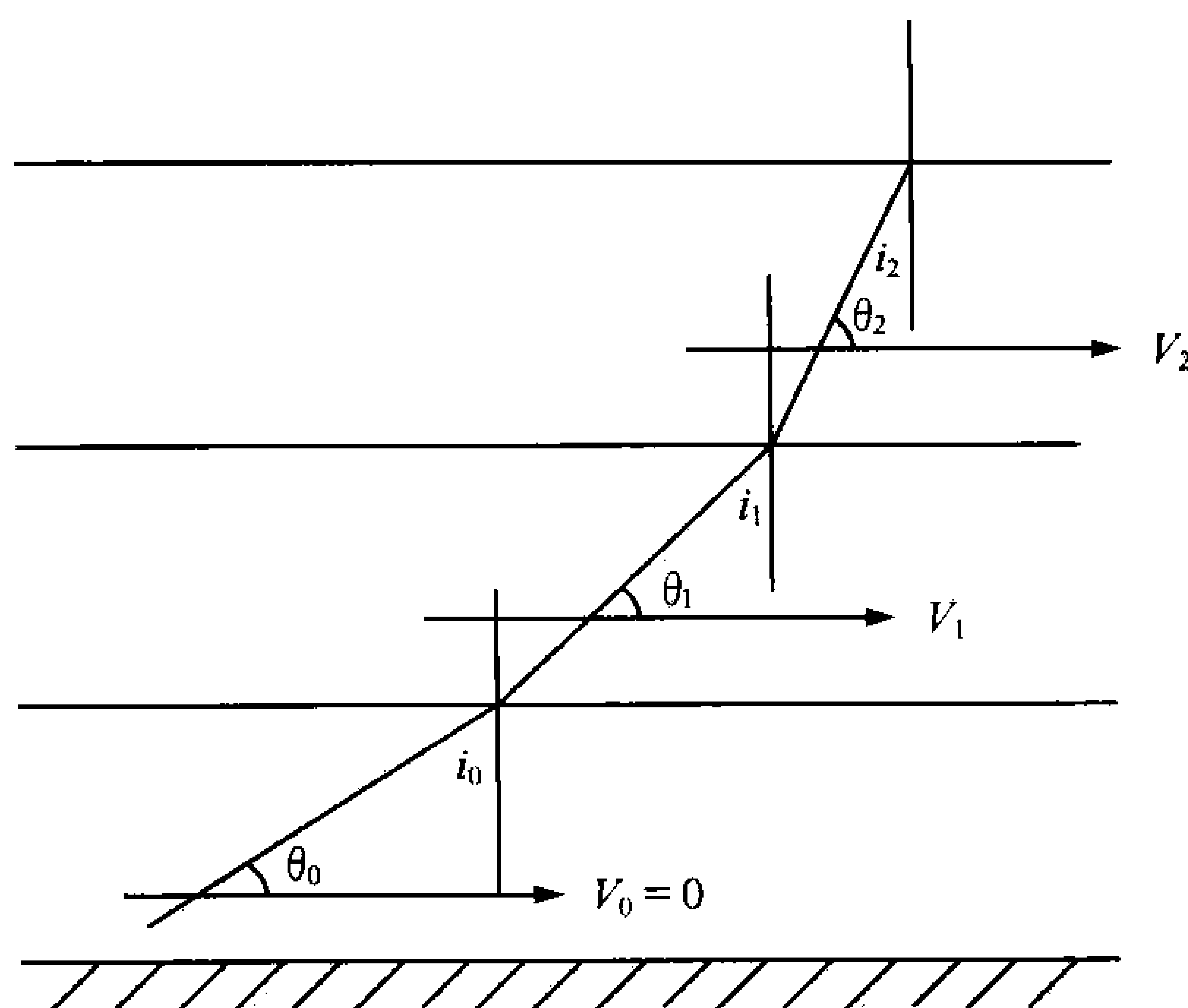


图 15.25　风速切变对音线的折射

式中 K 为衰减系数。声波的衰减通常由经典衰减,吸收衰减和散射衰减组成。

经典衰减:由于受干空气黏滞性、热传导、辐射和分子扩散效应等引起的声能衰减。这种衰减通常远小于分子吸收衰减和散射衰减,可以忽略不计。

吸收衰减:当声波振动频率与空气分子振动和转动频率相近时,声能转换成空气分子振动与转动能量,使声能衰减。

散射衰减:声波在湍流大气中传播时,由于大气温度和风场的非均匀性,声能向四周散射,使声能衰减。这是声能最重要的衰减,它超过经典衰减和吸收衰减。

15.5.1.4　声波在大气中传播时的散射特性

由前面的讨论可知,当声波传播中碰到温度和风场的不均匀结构时,便会产生声波的散射现象。

根据湍流大气中声波的散射理论,可推得 θ 方向上的声能散射截面 $\beta(\theta)$ 为

$$\beta(\theta) = 0.033k^{1/3}\cos^2\theta\left[\frac{C_V^2}{c^2}\cos^2\frac{\theta}{2} + 0.13\frac{C_T^2}{T^2}\right]\left(\sin\frac{\theta}{2}\right)^{-\frac{11}{3}} \quad (15.5.9)$$

式中 $k=2\pi/\lambda$ 为波数;λ 为入射波波长;c,T 分别为平均声速和平均温度;C_V,C_T 分别为风速和温度脉动的结构常数,有

$$C_V^2 = \left[\frac{\overline{u(x)-u(x+r)}}{r^{1/3}}\right]^2 \quad (15.5.10)$$

$$C_T^2 = \left[\frac{\overline{T(x)-T(x+r)}}{r^{1/3}}\right]^2 \quad (15.5.11)$$

由(15.5.9)式可见，声波散射与波长有关，声波波长越长，散射衰减愈小；散射主要是由大气风速和温度脉动引起的；在 $\theta=90°$ 方向上，无散射；在 $\theta=180°$ 方向上，只有温度脉动引起的散射。

15.5.1.5 声波传播的多普勒效应

声波在大气中传播时，若波源与测量仪器有相对运动时，也会产生多普勒频移 f_D，即

$$f_D = \frac{1}{2\pi}(\boldsymbol{K}-\boldsymbol{K}_0)\cdot\boldsymbol{V} \tag{15.5.12}$$

式中，$\boldsymbol{V}$ 为相对运动速度，$\boldsymbol{K}_0$ 为发射波矢量，$\boldsymbol{K}$ 为散射波矢量。

15.5.2 声雷达的边界层探测

15.5.2.1 声雷达方程

与推导天气雷达气象方程的思路相似，可推得声雷达接收散射回波的功率 P_r 为

$$P_r = \frac{P_t\eta_t\eta_r c\tau A_r}{2R^2}\beta(\theta)\mathrm{e}^{-2\int_0^R K\mathrm{d}r} \tag{15.5.13}$$

式中 P_r 为声雷达发射声脉冲的功率；η_t，η_r 分别为电声转换系数和声电转换系数；τ 为脉冲宽度；A_r 为天线有效面积；R 为探测距离；K 为声能衰减系数；$\beta(\theta)$为散射系数；C 为声速。

15.5.2.2 单点声雷达测量温度层结

(1)单点声雷达的结构

单点声达通常由天线、发射机和接收机三部分组成。我国研制的单点声雷达原理框图如图 15.26 所示。其中，发射机产生和通过天线发射固定频率的脉冲声波信号，天线垂直向安置，并兼顾发射和接收两项功能，接收机将天线高放送来的信号进行放大、检测、处理，并以一定的形式输出处理结果。

(2)单点声雷达测量温度层结原理

对于单点声雷达而言，天线是垂直安置的，发射、接收共用一个天线，则天线接收的是后向散射 $\theta=180°$，由(15.5.8)式可知，这时，散射系数 $\beta(\pi)$ 只与温度的扰动项有关，即

$$\beta(\pi) = 0.008\left(\frac{C_T^2}{T^2}\right)\cdot\lambda^{-\frac{1}{3}} \tag{15.5.14}$$

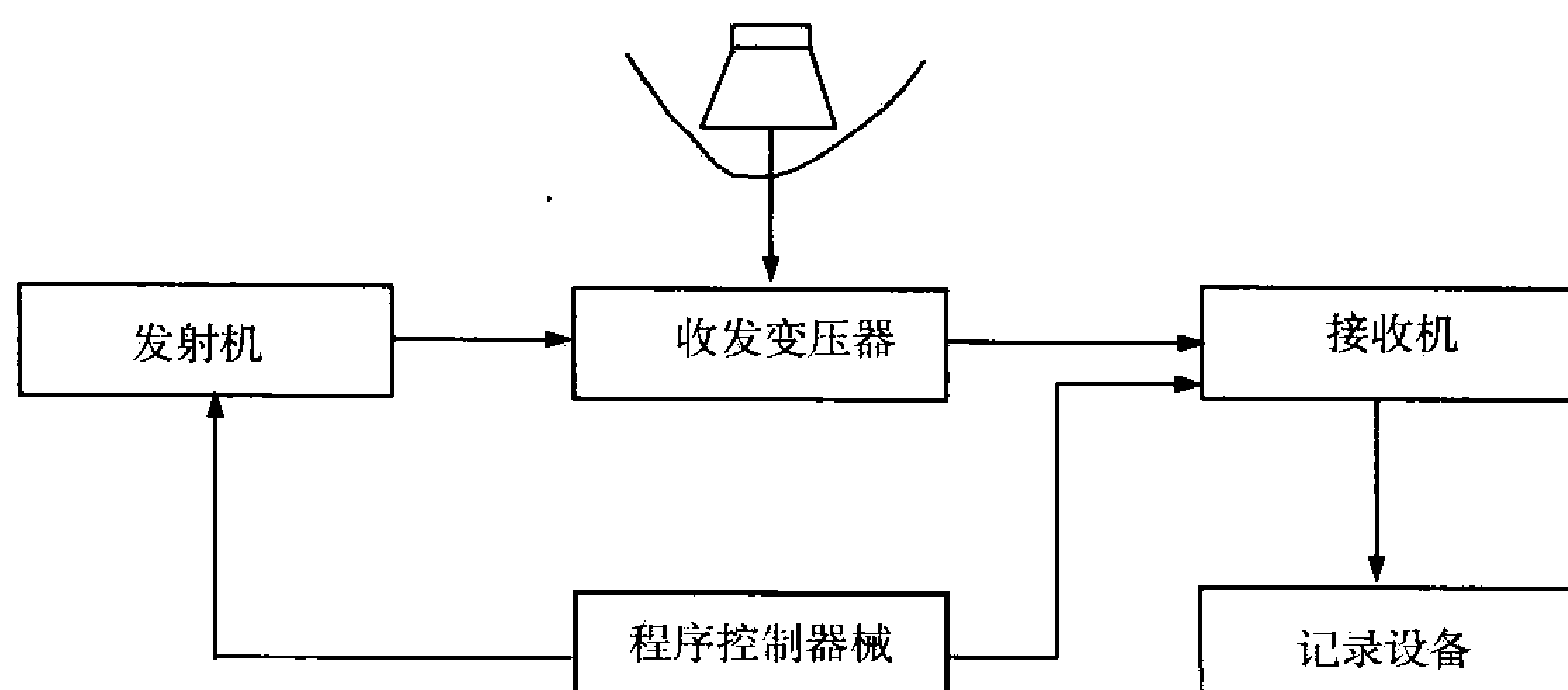


图 15.26　单点声雷达原理框图

另外，由于声雷达探测距离较短，通常在 1～2 km 之内，可假定 $e^{-2\int_0^R K\mathrm{d}r}=1$。故可由(15.5.13)、(15.5.14) 式，根据声雷达探测到的回波功率 P_r 随高度的分布特性，求得温度结构常数(C_T^2/T^2) 随高度的分布特性。显然，在上述假定条件下，声雷达探测的回波功率 P_r 为

$$P_r=\frac{A}{R^2}\left(\frac{C_T^2}{T^2}\right) \tag{15.5.15}$$

式中 $A=0.004P_t\eta_t\eta_r c\tau A_r\lambda^{-\frac{1}{3}}$，为声雷达性能常数。

根据局地各向同性湍流理论可知，当大气层结接近中性时，温度结构常数 C_T^2 是与温度层结 $\left(\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}z}\right)^2$ 成正比。因此，由(15.5.15)式可知，声雷达的回波功率 P_r 与温度层结 $\left(\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}z}\right)^2$ 成正比。

虽然 P_r 与 $\left(\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}z}\right)^2$ 成正比，但是由 P_r 的大小无法区分出 $\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}z}$ 的符号，即无法进一步确定 $\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}z}$ 的分布，即无法求得温度的垂直分布廓线。

由此可见，根据声雷达探测结果，可直观地了解到大气温度层结的状况——逆温层、热对流、混合层结构，以及重力波等的发生发展演变特性。

15.5.2.3　声雷达测风

(1)多普勒测风声雷达的结构

多普勒测风声雷达由天线阵、发射机、接收机和数据处理系统等组成。天线阵是为获得散射回波多普勒信息而特别设置的发射和接收天线布局。主要天线布局有单点布设法、双点布设法和三点布设法等。发射机和接收机用于发射和接收声

脉冲信号和散射回波信号。数据处理系统用于检测和处理散射回波信息，以求得风随高度的分布。

(2)多普勒声雷达测风原理

如图 15.27 所示，垂直向上发射的声脉冲信号在 O 点的散射信号，在散射方向 θ 被接收天线接收到，则该回波信号携带的风矢量 $\boldsymbol{V}_a$ 的多普勒信息如式(15.1.29)。

由此便可求出径向(即$(\boldsymbol{K}_s-\boldsymbol{K}_0)$方向)速度 $\boldsymbol{V}_r$ 的大小为

$$|\boldsymbol{V}_r| = |\boldsymbol{V}_a| \cdot \cos\beta = 2\pi f_D \frac{1}{\boldsymbol{K}_s - \boldsymbol{K}_0} \tag{15.5.16}$$

式中 $\boldsymbol{K}_0$,$\boldsymbol{K}_s$ 分别表示发射和回波的矢量；β 是风矢量 $\boldsymbol{V}_a$ 与波矢量差$(\boldsymbol{K}_s-\boldsymbol{K}_0)$方向的夹角，即径向速度的方向；$\theta$ 为散射角。

在大气中，$|\boldsymbol{V}_a|$并不大，则$|\boldsymbol{K}_0|\approx|\boldsymbol{K}_s|$，且$(\boldsymbol{K}_s-\boldsymbol{K}_0)$通常平分$\angle AOB$，于是由(15.5.16)式，可得到

$$f_D = \frac{2|\boldsymbol{V}_a|}{\lambda} \cdot \sin\left(\frac{\theta}{2}\right) \cdot \cos\theta \tag{15.5.17}$$

$$|\boldsymbol{V}_r| = |\boldsymbol{V}_a| \cos\beta = \frac{c}{2\sin\left(\frac{\theta}{2}\right)} \cdot \left(\frac{f_D}{f_0}\right) \tag{15.5.18}$$

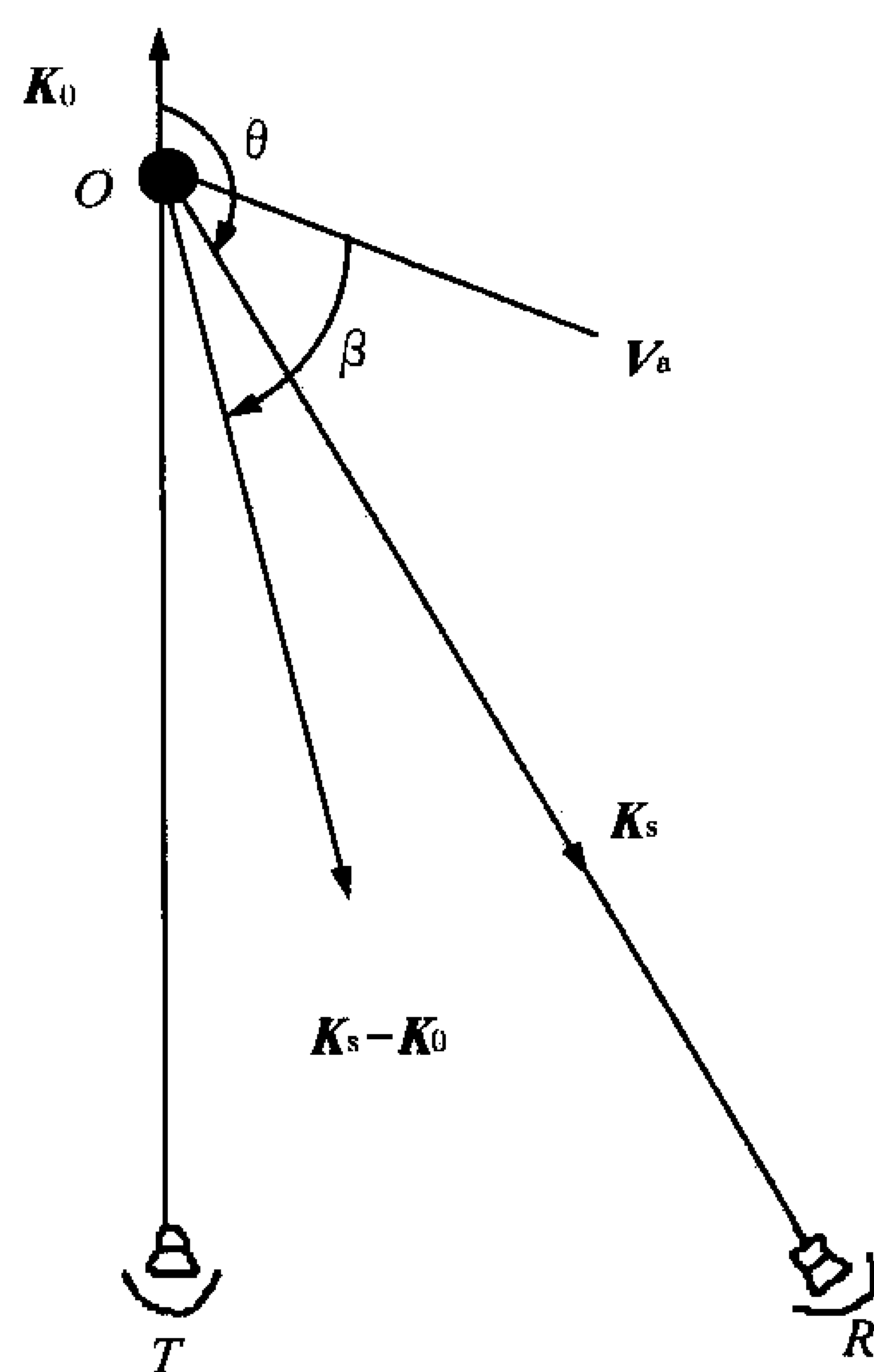


图 15.27 多普勒声雷达测风原理

式中 c 为声波传播速度，f_0 为声波频率，θ 为散射角。由此可见，只要多普勒声雷达测得 f_D，便可求出径向速度 $\boldsymbol{V}_r$ 的大小。

显然，径向速度 $\boldsymbol{V}_r$ 并不是实际风速 $\boldsymbol{V}_a$。为了获得 $\boldsymbol{V}_a$，还必须对天线进行一定的合理设计。在这里讨论一种常见的单点布局天线系统。该系统的三个天线放在同一点上，一个垂直放置，另两个以仰角 δ，且调整在两个相互垂直的平面内，如右图 15.28 所示。

当采用上述天线设置方案时，三个天线各自发射和接收脉冲声波信号。这时，散射角 $\theta=180°$，代入(15.5.18)式得

$$V_{ri} = \frac{c}{2}\left(\frac{f_D}{f_0}\right) \quad (i=1,2,3) \tag{15.5.19}$$

式中 V_{ri} 为三个天线各自测得的径向速度。于是，可进一步根据几何关系，推得 $\mathbf{V}_a$ 的风分量，V_x，V_y 和 V_z 为

$$\begin{cases} V_x = \dfrac{V_B - V_A\sin\delta}{\cos\delta} \\ V_y = \dfrac{V_C - V_A\sin\delta}{\cos\delta} \\ V_z = V_A \end{cases} \tag{15.5.20}$$

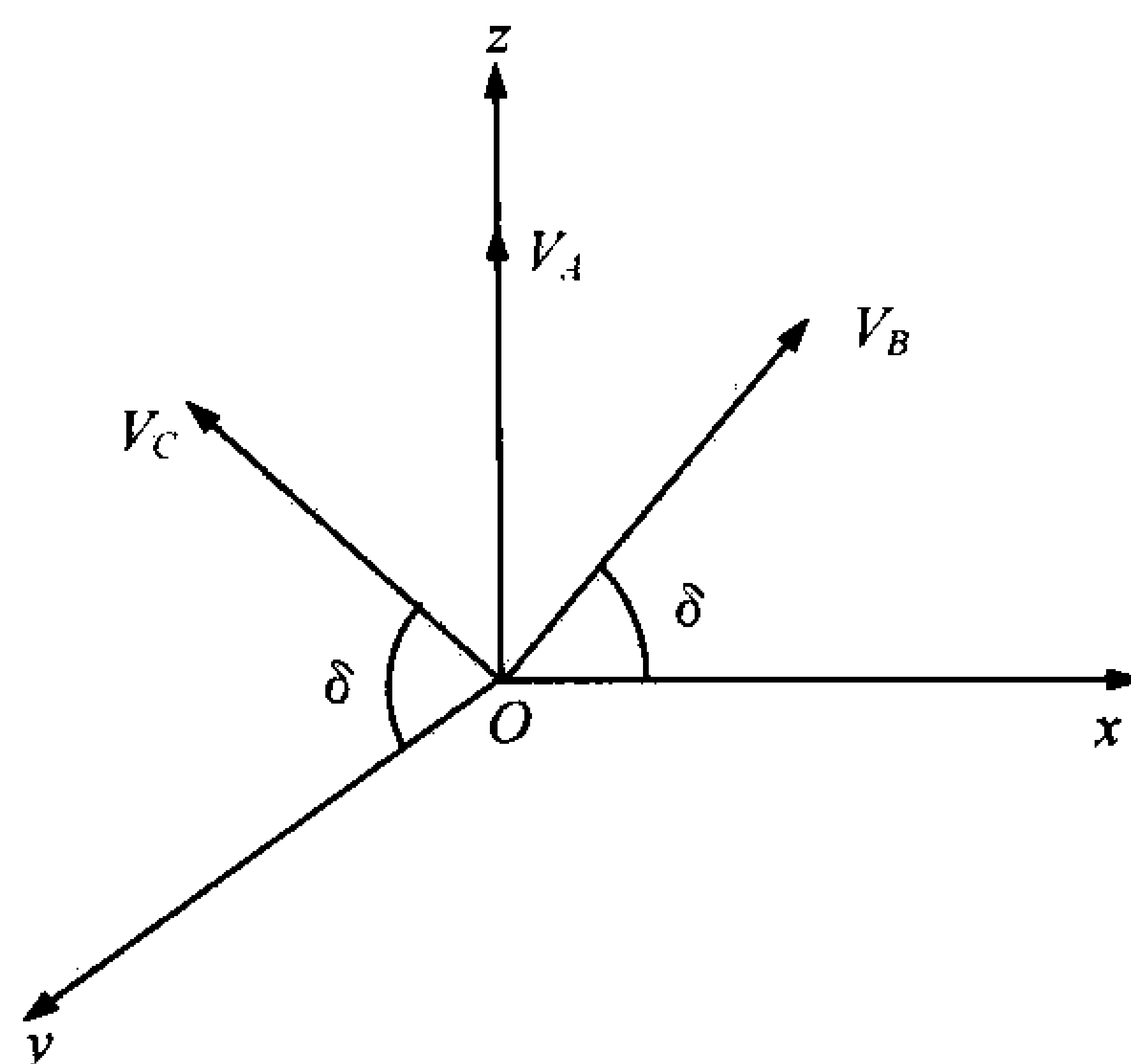


图 15.28　单点布局天线系统

式中 V_A，V_B，V_C 分别表示 A，B，C 三个天线各自测到的径向速度。

这是在单点天线布局系统的情况下，得到的三维风速。另外，可以改变天线布局，如双点天线系统、三点天线系统，同样可以求得三维风速。

15.5.3　无线电-声学探测系统(RASS)

声筒与风廓线仪联合探测温度廓线的系统称之为 RASS(Radio-Acoustic Sounding System)。图 15.29 所示为 RASS 系统结构图。其工作原理是：用高功率声源产生的声波扰动大气，使之产生折射指数起伏(即温度目标)，并用高灵敏度的无线电系统——风廓线仪探测这种折射起伏，从而得到声波传播或运动的径向速度的高度分布，再根据声速和温度间的关系反演出温廓线。

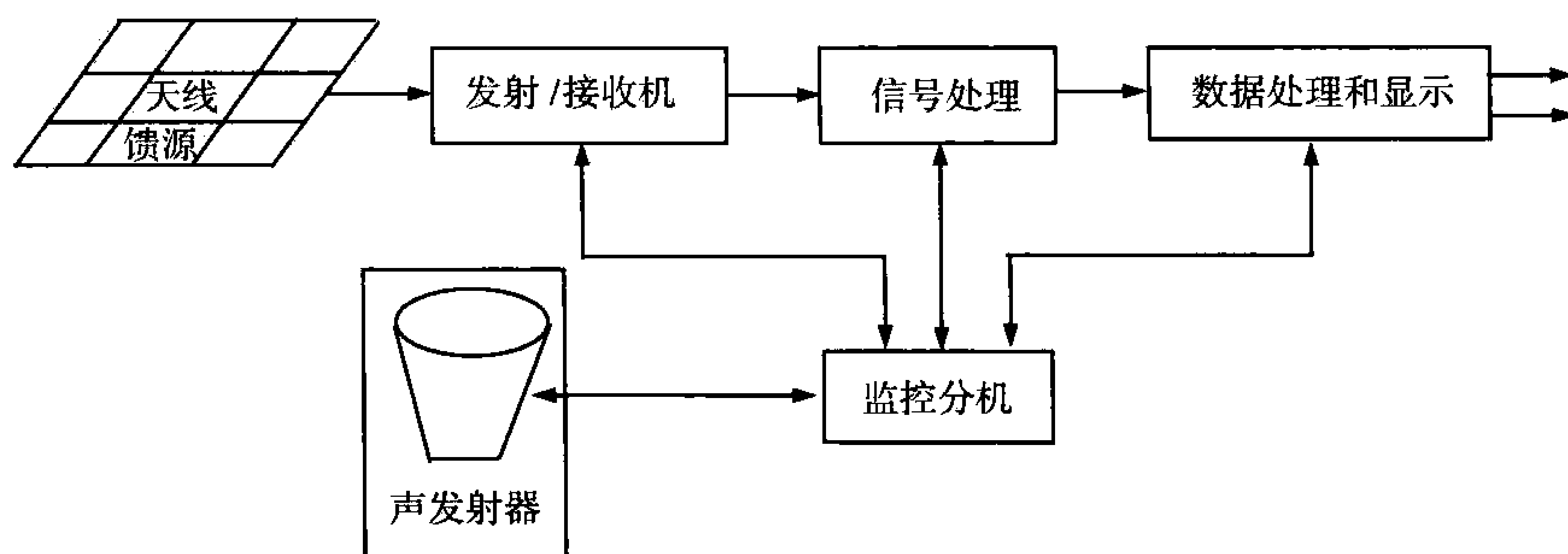


图 15.29　RASS 系统结构图

声发射装置通常由音频信号产生器、音频功放和声天线三部分组成。图 15.30 所示为 RASS 声天线的安装位置示意图。

声波是纵波，从地面向上发射声波便形成以发射点为中心的波阵面。在声波传播路径上，必然会使一些地方空气被压缩，一些地方发生膨胀，从而产生大气折

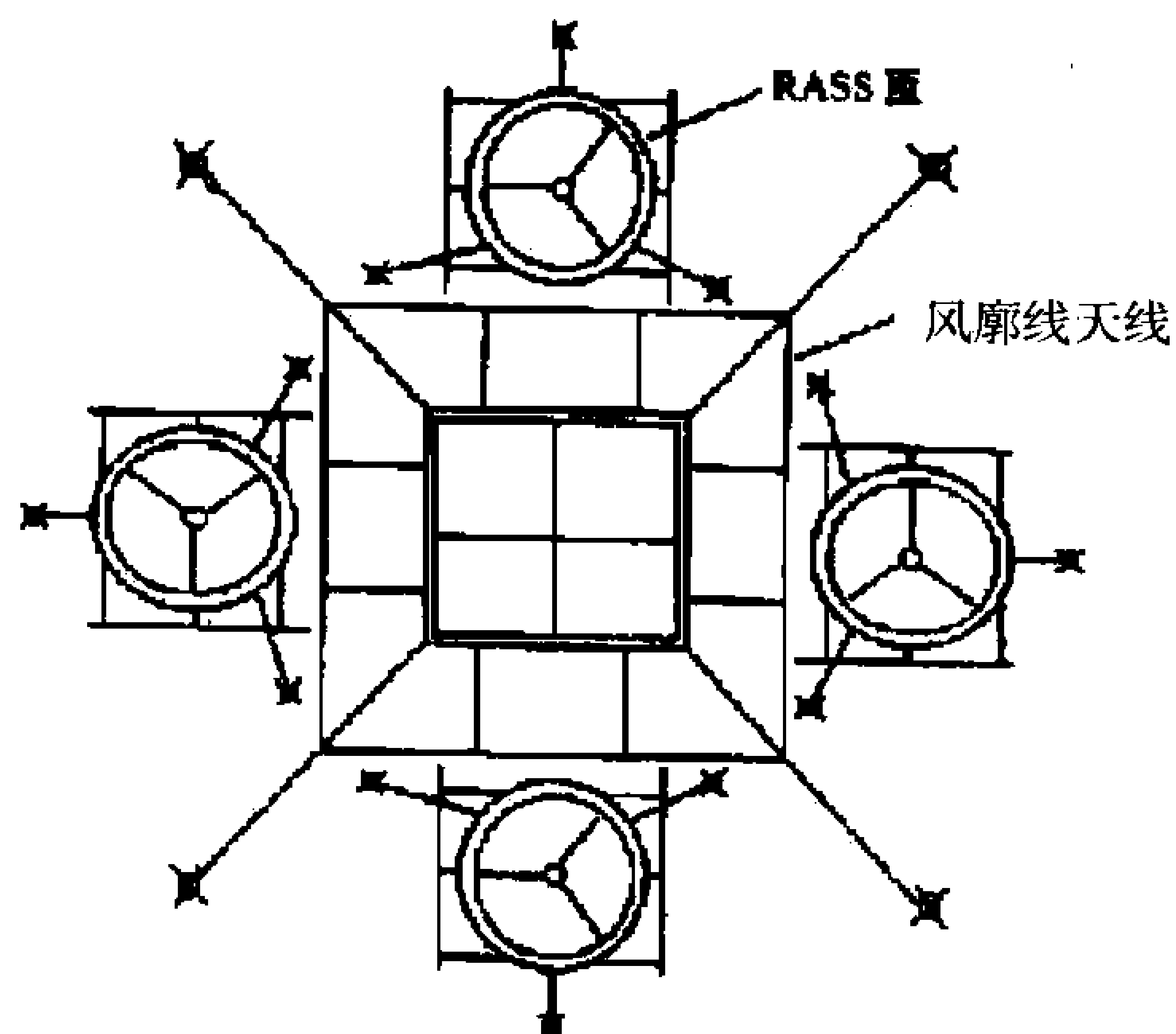


图 15.30　RASS 声天线安装位置示意图

射率的不均匀。当风廓线仪向上发射电磁波时，由于受到声波波阵面上大气折射率起伏的散射作用，其回波中便携带有声波传播速度的信息——多普勒频移 f_D

$$f_D = \frac{2}{\lambda}V_a = \frac{2f_e}{c}V_a \tag{15.5.21}$$

式中 f_e 为风廓线仪发射频率，V_a 为波阵面移动速度（声速）。因 $V_a = 20.1\sqrt{T}$，则有

$$T = \frac{1}{(20.1)^2}\left(\frac{cf_D}{2f_e}\right)^2 \tag{15.5.22}$$

由此，便可测得温度 T 随高度的变化。

15.6　GNSS 大气遥感

GNSS(Global Navigation Satellite System)是全球导航卫星系统的简称，可以用于高精度的导航、定位和授时，随着导航卫星技术的发展，目前它已经渗透到国民经济和国防建设的许多领域。美国、俄罗斯、欧盟、中国都已经开发或正在建设全球导航卫星系统。

GPS 是美国政府为满足军事部门对海、陆、空设施进行高精度导航和定位的要求而建立的第二代全球定位系统。GPS 系统的组成和定位原理在本书第 13 章已作介绍，这里不再重复。目前世界上除美国的 GPS 系统外，还有俄罗斯的 GLONASS 系统，我国也于世纪之交开始建立“北斗”系列导航卫星系统。欧盟也在积极发展其伽利略全球导航卫星系统。

20 世纪 80 年代后期开始，国际上兴起了一种新的探测地球大气的方法，即通过测量穿过大气层的 GNSS 信号由于速度减慢和路径弯曲引起的延迟来获得大气中温、压、湿等信息。主要有两类方法：一种是地基 GNSS 大气遥感，一种是天基 GNSS 掩星大气遥感。

在标准大地测量的分析中，要估算从 GNSS 卫星向地面的 GNSS 接收机传送的信号在大气层中累计的延迟。这种延迟对沿信号路径的水汽总量非常敏感。连续工作的地基 GNSS 接收机网络，可用来估算每一测站上空的水汽量，其时间分辨率优于 30 分钟。研究表明，用地基 GNSS 接收机来估计可降水量，在某些情况下比用水汽辐射计测量更精确。

在 GNSS 信号穿过大气层到达低轨道星载 GNSS 接收机的过程中，信号会发生折射。利用星载 GNSS 接收机测到的多普勒频移与低轨道卫星的位置和速度信息，可反演得到信号路径近地点高度处的大气折射率，并进而导出密度、气压和温度等大气参数。它最根本的物理依据是无线电波在大气中的折射与大气的气压、温度和湿度有关。

世界许多国家先后都开展了基于 GNSS 的大气遥感研究。美国 1992 年底完成了一个地基 GPS 气象应用的小尺度试验，1993 年 5 月实施了一个较大规模的地基 GPS 气象探测技术应用野外试验——GPS /STORM 试验，表明利用地基 GPS 气象探测技术可以获得固定站点上空准确而连续的水汽总量资料。1995 年 4 月 3 日，美国大学大气科学研究协会（UCAR）发射了一颗低轨试验小卫星 MicroLab-1，进行了星载 GPS 气象探测技术可行性和实用性试验论证的首次卫星运行试验，并取得了成功。欧洲的大气气候试验（ACE）计划，采用 6 颗小卫星组网进行全球大气参数测量。它不仅通过接收 GPS 和 GLONASS 卫星信号进行掩星探测，得到大气折射率的垂直分布，还通过对恒星在紫外和可见光波段进行临边探测，导出平流层中臭氧的密度廓线。德国在 1996 年制定了称为 CHAMP 的 GPS 气象探测计划，于 2000 年 7 月 15 日由俄罗斯人造卫星发射了 CHAMP 卫星，在该卫星上携带了 7 种不同的科学仪器，分别用于对地球重力场、磁场和中性大气/电离层进行测量。1999 年 2 月，丹麦发射了名为 Oersted 的 GPS 气象探测卫星。阿根廷于 2000 年 11 月 21 日发射了名为 SAC-C 的遥感环保监测卫星，上面载有 GPS 接收机用于掩星观测。另外，瑞典、芬兰、西班牙、日本、澳大利亚等国也都相继开展了 GPS 大气遥感研究工作。

国内有关单位利用已有的地壳运动观测网络及国外的 GPS 探测资料，开展了地基反演大气水汽含量、天基反演大气参数以及相关应用研究工作。我国台湾省与美国有关方面自 1997 年 10 月起开始实施 COSMIC（Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate——气象、气候和电离层的星座

观测系统)的计划,并于 2006 年 4 月发射了 6 颗载有双频 GPS 接收机的低轨卫星。COSMIC 是世界上第一个能够每天提供全球几千个点实时大气资料的天基观测网,其目的是利用 GPS 系统和 COSMIC 低轨卫星系统进行地球大气、空间天气和全球气候变化的研究和预报。

15.6.1　地基 GNSS 遥感原理

电离层和中性大气层都会造成 GNSS 信号的传播延迟。电离层引起的延迟可以确定并加以消除,方法是接收 GNSS 卫星发射的频率为 L_1 和 L_2 的双频载波,利用电磁波在电离层中的传播的弥散现象,电磁波传播速度与频率和电子浓度的关系,予以确定。双频观测也可以用以确定电离层电子总含量(TEC,Total Electron Content),通过适当的布网和连续观测,还能确定电离层电子浓度分布廓线,是研究空间天气的一种重要手段。

中性大气层的大气,对频率低于 30 GHz 的电磁波传播,可认为是非弥散性介质。因此,电磁波在其中的传播速度与频率无关,即折射率与电磁波的频率或波长无关。

将中性大气层的大气折射分为干分量和湿分量两部分。如果以 N_d 和 N_w 分别表示折射模数的干分量和湿分量,则有

$$N^0 = N_d + N_w \tag{15.6.1}$$

这两个分量,与大气的气压、温度和湿度有如下的近似关系

$$N_d = 77.6\frac{p}{T_k} \tag{15.6.2}$$

$$N_w = 3.73 \times 10^5\frac{e_0}{T_k^2} \tag{15.6.3}$$

式中 p 为大气压(hPa);T_k 为绝对温度(K);e_0 为水汽分压(hPa)。

在中性大气层中,由弯曲导致的路径延迟又可写为

$$\Delta D_R = \frac{1.92}{\theta + 0.6} \tag{15.6.4}$$

式中 θ 为卫星高度角,在大于 35°时,该项可忽略,可以认为在中性大气层中,电磁波沿直线传播。因此,沿电磁波传播路径方向,中性大气层对电磁波传播路径的影响,可表示为

$$\Delta D = \Delta D_d + \Delta D_w \tag{15.6.5}$$

式中 ΔD 为中性大气延迟,ΔD_d,ΔD_w 分别为干延迟和湿延迟,可进一步写为

$$\Delta D_d = 10^{-6}\int_{R_g} N_d \mathrm{d}s = m(\theta) \cdot 10^{-6}\int_{h_s}^{\infty} N_d \mathrm{d}s = m(\theta) \cdot \Delta D_{Zd} \quad (15.6.6)$$

$$\Delta D_w = 10^{-6}\int_{R_g} N_w \mathrm{d}s = m(\theta) \cdot 10^{-6}\int_{h_s}^{\infty} N_w \mathrm{d}s = m(\theta) \cdot \Delta D_{Zw} \quad (15.6.7)$$

式中 ΔD_{Zd}，ΔD_{Zw} 分别为沿天顶方向，中性大气层对电磁波传播路径的影响，称为天顶干延迟和天顶湿延迟。天顶干延迟主要与地面的大气压和温度有关，而天顶湿延迟主要与电磁波传播路径上的大气状况密切相关，$m(\theta)$称为投影函数，不同学者采用不同的形式，如

$$m(\theta) = \frac{1}{\sin\theta}$$

$$m(\theta) = \frac{1 + \dfrac{a_i}{1 + \dfrac{b_i}{1 + c_i}}}{\sin\theta + \dfrac{a_i}{\sin\theta + \dfrac{b_i}{\sin\theta + c_i}}}$$

当卫星高度角较高时，各种投影函数的估计值相差较小；而当卫星高度角较低时，如小于 15°，各个模型的估计值相差较大。这主要是由于假设水汽在水平方向均一造成的。

在海平面上的天顶方向大气干延迟典型值为 230 cm，天顶的湿延迟较小，但变化较大，可从几毫米变化到 350 mm。

在中性大气层中，折射指数较为精确的计算公式为

$$N = k_1 \frac{P_d}{T} z_d^{-1} + k_2 \frac{e}{T} z_w^{-1} + k_3 \frac{e}{T^2} z_w^{-1}$$

$$= k_1 R_d \rho + k_2 \frac{e}{T} z_w^{-1} + k_3 \frac{e}{T^2} z_w^{-1} \quad (15.6.8)$$

$$k_2' = k_2 - k_1 \cdot \frac{M_w}{M_d} \quad (15.6.9)$$

式中 z_d 和 z_w 分别是干空气和水汽的可压缩系数，P_d 为干大气的分压强，e 为水汽的分压强，ρ 为空气密度，T 为大气温度，但对于常数 k_1，k_2，k_3，不同的人有不同的测量值，一般取

$$k_1 = 77.604 \pm 0.014\ \mathrm{K \cdot hPa^{-1}}$$

$$k_2 = 64.79 \pm 0.08\ \mathrm{K \cdot hPa^{-1}}$$

$$k_3 = 377600 \pm 400\ \mathrm{K^2 \cdot hPa^{-1}}$$

对于可压缩系数，通过最小二乘法拟合热力学资料发现

$$z_d^{-1} = 1 + P_d\left[57.97 \times 10^{-8}\left(1 + \frac{0.52}{T}\right) - 9.4611 \times 10^{-4}\frac{t}{T^2}\right]$$

$$z_w^{-1} = 1 + 1650\left(\frac{e}{T^3}\right)(1 - 0.01317t + 1.75 \times 10^{-4}t^2 + 1.44 \times 10^{-6}t^3)$$

式中 t 为气温（以℃为单位）。

对折射率进行积分，应预先知道 P_d、e、T 的垂直廓线和混合比。利用状态方程，将折射指数右边前两项改写为

$$k_1\frac{P_d}{T}z_d^{-1} + k_2\frac{P_W}{T}z_W^{-1} = k_1R_d\rho_d + k_2R_w\rho_w = k_1R_d\rho + k_2'\frac{P_w}{T^2}z_w^{-1}$$

这里 $\rho = \rho_d + \rho_w$ 是大气总质量密度，其中 ρ_d 为干空气成分的质量密度，而系数 k_2' 为

$$k_2' = k_2 - k_1\frac{R_d}{R_w} = k_2 - k_1\frac{M_w}{M_d}$$

式中 R_d 和 R_w 分别为干空气和水汽的比气体常数，M_d 和 M_w 分别为相应的分子量。这时折射模数可以写为

$$N = k_1R_d\rho + k_2'\frac{P_w}{T}z_w^{-1} + k_3\frac{P_w}{T^2}z_w^{-1} \qquad (15.6.10)$$

上式右边后两项是折射模数的湿项

$$N_w = \left[k_2'\frac{P_w}{T} + k_3\frac{P_w}{T^2}\right]z_w^{-1} \qquad (15.6.11)$$

根据流体静力学平衡假设，可得

$$\Delta D_{zd} = 10^{-6}\int_0^{\infty}k_1R_d\rho\,\mathrm{d}z = -k_1R_d10^{-6}\cdot\int_{p_s}^{0}\frac{1}{g}\mathrm{d}p = \frac{k_1p_s}{g_m}$$

$$g_m = \frac{9.784}{f(\varphi,h)}$$

$$f(\varphi,h) = 1 - 0.00266\cos(2\varphi) - 0.00028h$$

式中 φ 为测站的地理纬度，h 为相对于旋转椭球体的高度，单位为 km，p_s 为测站气压值。利用地面气压值可估计干延迟。如果地面气压观测值的精度优于0.5 hPa，

计算得到的天顶方向静力学延迟误差不大于 1 mm。目前地面气压可达到 0.2 hPa 的测量精度。

干延迟比较稳定，天顶方向的干延迟随时间和空间的变化率约为 2 cm/h，可用模型进行较好地改正。

不同的学者有不同的干延迟计算公式，如 Elgered 天顶静力学延迟公式

$$\Delta D_{zd} = (2.2779 \pm 0.0024)\frac{p_s}{f(\varphi, h_s)}$$

$$f(\varphi, H) = 1 - 0.00266\cos(2\varphi) - 0.00028h_s$$

式中 h_s 为相对于旋转椭球体的高度，单位为 km。

又如 Saastamoinen 天顶延迟改正公式

$$\Delta D_{zw} = 2.2779\left[\left(p_s + 0.05 + \frac{1255}{T_s}\right)e\right]f(\varphi, h_s)$$

$$f(\varphi, h_s) = 1 + 0.00266\cos(2\varphi) + 0.00028h_s$$

式中 P_s 为测站气压值，φ 为测站的地理纬度，h_s 为相对于旋转椭球体的高度，单位为 km。

Hopfield 天顶延迟改正公式

$$\Delta D_{zd} = 10^{-6}k_1\frac{p_s}{T_s}\cdot\frac{h_d - h_s}{5}$$

$$\Delta D_{zw} = 10^{-6}[k_3 + 273(k_2 - k_1)]\frac{e_s}{T_s^2}\cdot\frac{h_w - h_s}{5}$$

式中 h_d 为 N_d 趋近于 0 时之高程值(约 40 km)，h_w 为 N_w 趋近于 0 时之高程值(约 10 km)。

去除了大气天顶干延迟后，就剩下大气天顶湿延迟，它是由电磁波传播路径上的水汽而产生的。

根据流体静力学原理，天顶湿延迟可表示为

$$\begin{aligned}\Delta D_{zw} &= 10^{-6}\int_{hs}^{\infty}\left(k_2'\frac{e}{T} + k_3\frac{e}{T^2}\right)z_w^{-1}\mathrm{d}z \\ &= 10^{-6}z_w^{-1}\left(k_2' + \frac{k_3}{T_m}\right)\int_{h_s}^{\infty}\frac{e}{T}\mathrm{d}z \\ &= 10^{-6}\left(k_2' + \frac{k_3}{T_m}\right)R_v\rho_w\int_{h_s}^{\infty}\frac{\rho_v}{\rho_w}\mathrm{d}z \qquad (15.6.12)\end{aligned}$$

如果用可降水量(PWV—Precipitable Water Vapor)表达积分水汽量，则其等效液态水柱的高度为

$$PWV = \int_{h_s}^{\infty} r \frac{\rho_v}{\rho_w} \mathrm{d}z \tag{15.6.12}$$

式中 r 是混合比，ρ_v 是水汽密度，ρ_w 是液态水密度。上式又可写成

$$PWV = \Pi \cdot \Delta D_{zw} \tag{15.6.13}$$

式中天顶湿延迟 ΔD_{zw} 以长度单位给出。无量纲比例常数 Π 是与湿空气折射率、水汽比气体常数及大气平均温度 T_m 有关的经验系数，其关系式为

$$\Pi = 10^6 \cdot \left[R_v \left(\frac{k_3}{T_m} + k_2' \right) \right]^{-1}$$

$$k_2' = k_2 - m \cdot k_1$$

T_m 为加权平均温度，定义为

$$T_m = \frac{\int \frac{e}{T} \mathrm{d}z}{\int \frac{e}{T^2} \mathrm{d}z} \tag{15.6.14}$$

式中 e 是空气的水汽分压，T 是空气温度。

在实际应用中，比例因子 Π 一般取 1.5，而它的实际值取决于局地气候因子(地理位置、海拔高度、季节)的综合作用，并且其变化幅度高达 15%。由探空资料计算发现，Π 值的日变化幅度和季节变化幅度相当，几乎 Π 的所有时空变化都来自于 T_m 的变化。目前一般确定 GPS 接收点的 T_m 方法有两种：(1)利用 NWP 模式进行估计，也可使用地面温度和气候资料作回归计算；(2)利用探空资料及地面温度进行回归分析，得出线性关系式。可按不同地区，不同月份分别进行回归分析。

15.6.2 天基 GNSS 掩星遥感原理

(1)掩星事件的描述

所谓“掩星”是指空间中两个星体，原本直视可见，但由于其他星体或物质的运动使两者间发生了遮掩。从几何光学的原理来讲，即从其中一个星体上发出的光，经直射无法到达另外一颗星体时，称为掩星。GNSS 的掩星大气探测是利用导航卫星、低轨卫星(LEO)、地球大气间构成的掩星关系，从导航卫星上发射电磁波，电磁波穿过地球大气产生折射，最后被低轨卫星上的接收机接收，根据大气折射率

与温、压、湿、密度等物理量的关系反演大气参数。如图 15.31 所示，当 GNSS 信号传送到 LEO 星载接收机时，其路径穿过大气层的那一分钟左右的观测，称为一次掩星事件。

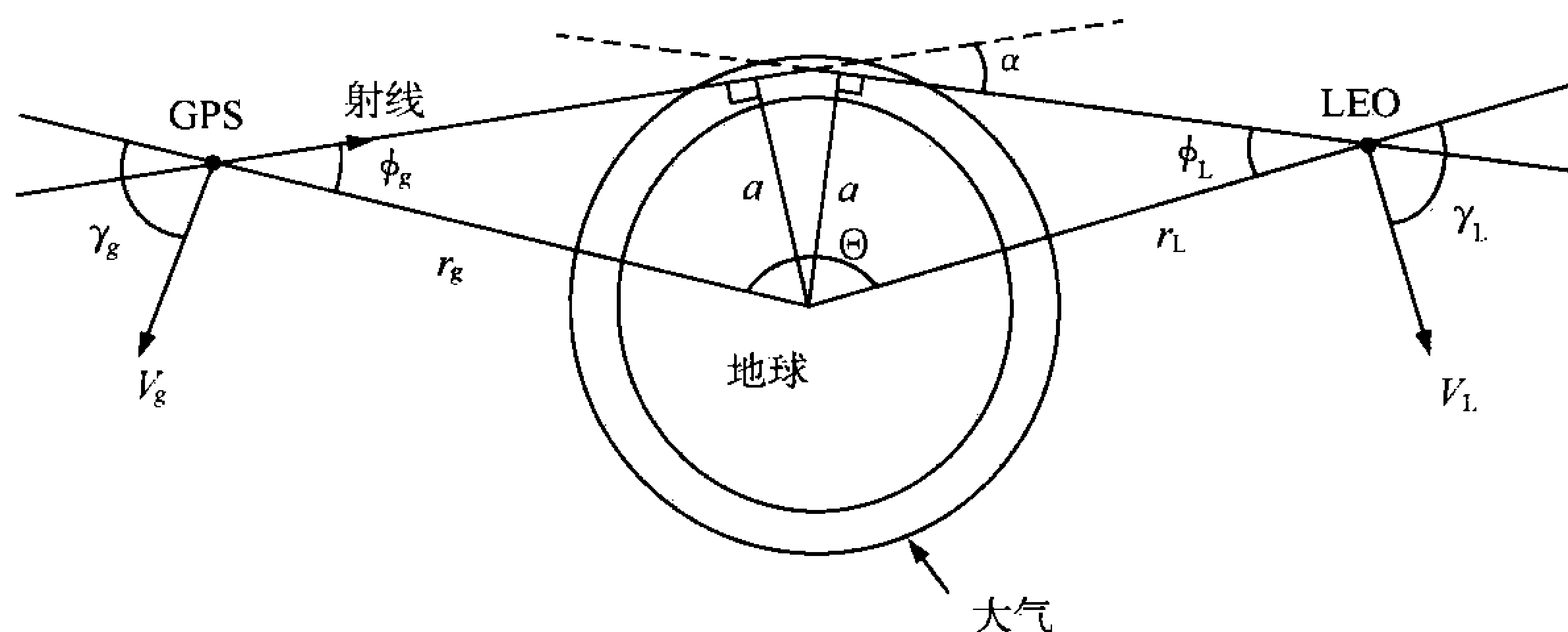


图 15.31　掩星事件示意图

如图 15.31 所示，这是一次 GPS 掩星事件过程的示意图。图中，有颗 GPS 卫星的信号穿过地球大气被另一侧的 LEO 所接收，发生了掩星事件，这颗卫星就称之为掩星 GPS 卫星，而另外几颗 GPS 卫星的信号没有穿过地球大气直接被 LEO 卫星所接收，没有发生掩星事件，称为非掩星 GPS 卫星，非掩星 GPS 卫星可以用于确定 LEO 卫星的位置和速度。

图 15.32 的右侧是对掩星事件过程的放大。当 GPS 卫星和 LEO 卫星运行到某一相对位置时，GPS 信号横切中性大气层顶，到达 LEO 卫星，GPS 卫星和 LEO 卫星在太空中是不断运行的，由于二者位置的不断变化，GPS 信号不断横切中性大气层，切点高度不断降低，直到在某一位置，GPS 信号横切地球表面，整个过程

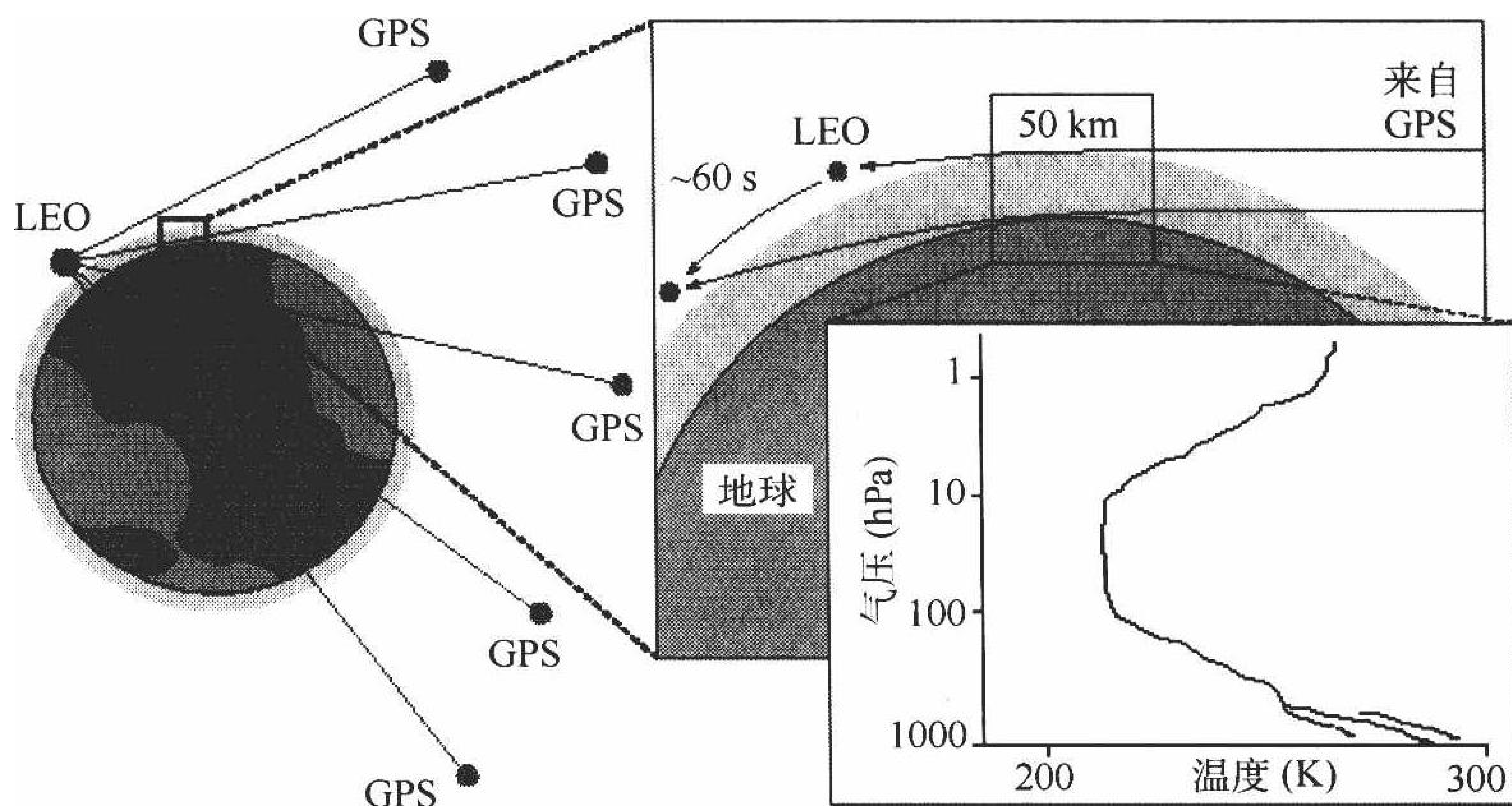


图 15.32　一次 GPS 掩星事件过程

持续的时间约 1 min。当横切地球中性大气层顶时，可测的时间延迟为 3×10^{-12} s；当横切地球表面时，可测的时间延迟为 3×10^{-6} s，相应的距离延迟就从 1 mm 到 1 km。

这样的一个从 1 mm 到 1 km 六个量级动态范围的 GPS 掩星观测量，可以用于精确获得大气参数的垂直分布廓线。

(2)总折射角廓线的计算

为了使问题简化，做局地球对称大气假定，即大气折射率 n 只是地球半径 r 的函数。应用 Snell 定律，折射路径轨迹方程为

$$r\cdot n\cdot \sin\phi = a \tag{15.6.15}$$

式中 ϕ 是信号瞬时方向与当地天顶的夹角，a 是一沿传播路径的不变量，称为碰撞参数。GNSS 卫星和 LEO 卫星可以认为是在真空中运行，真空中折射率为 1。

考虑一个如图 15.31 的具体掩星事件，从图中可以得到如下关系

$$\alpha = \phi_g + \phi_L + \Theta - \pi \tag{15.6.16}$$

$$a = r_g \sin\phi_g = r_L \sin\phi_L \tag{15.6.17}$$

式中 α 为折射角；a 为碰撞参数（地球中心到信号的最短距离）；ϕ_g、ϕ_L、Θ、r_g、r_L 的意义可从图中直接看出，即 r_g、r_L 分别是接收机和发射机到地球中心的半径，ϕ_1、ϕ_2 是信号传播路径与卫星地心向径 r_g、r_L 的夹角，Θ 是 r_g、r_L 与碰撞参数之间的夹角。

由于 GPS 卫星和 LEO 卫星之间的相对运动，接收到的 GPS 信号会产生频率变化，多普勒频移为

$$f_d = f_0 c^{-1}(V_g^r\cos\phi_g + V_L^r\cos\phi_L + V_g^c\sin\phi_g - V_L^c\sin\phi_L) \tag{15.6.18}$$

式中 f_d 是信号的多普勒频移，f_0 是载波发射频率，c 为光速。V_g^r、V_g^c、V_L^r，V_L^c 分别是 *GPS* 卫星和 *IEO* 卫星沿地心向径的法向、切向的速度分量。联立(15.6.16)、(15.6.17)和(15.6.18)式，考虑到发射机(GPS 卫星)和接收机(LEO 卫星)的相对位置(r_1 和 r_2)和速度(V_g 和 V_L)以及 f_d 是可以精确算出的，并应用余弦定理求出 ϕ_g 和 ϕ_L，所以通过(15.6.16)、(15.6.17)和(15.6.18)式组成的方程组可以求出折射角 α。

根据阿贝尔(Abel)变换，有

$$n(r) = \exp\left\{\frac{1}{\pi}\int_{a_0}^{\infty}\alpha(a)(a_0^2 - a)^{-\frac{1}{2}}\mathrm{d}a\right\} \tag{15.6.19}$$

式中 a_0 是抵达半径 r 点的射线的 a 值。

令 $N=(n-1)\times10^6\approx10^6\times\ln n$，$N$ 为折射模数。故(15.7.19)式变成

$$N(r)=\frac{10^6}{\pi}\int_{p_0}^{\infty}\frac{\alpha(a)}{\sqrt{a_0^2-a^2}}\mathrm{d}a \tag{15.6.20}$$

(3)用 N 反演大气的温、压、湿

对于干空气，有

$$N=77.6\,\frac{p}{T} \tag{15.6.21}$$

根据理想气体方程有

$$\rho=0.3484\,\frac{p}{T} \tag{15.6.22}$$

所以，$\rho=0.00489N$。由 N 就可以求得 ρ。再根据静力学方程

$$\frac{\partial p}{\partial h}=-\rho g \tag{15.6.23}$$

可以求得 p，最后将 p 和 ρ 代入理想气体方程(15.6.22)可以求出 T。事实上，大气中存在水汽，N 不但与 p，T 有关，还与水汽压 p_w 有关

$$N=(n-1)\times10^6=77.6\,\frac{p}{T}+3.73\times10^5\,\frac{p_w}{T^2} \tag{15.6.24}$$

由于水汽对折射率的影响很小，用上述方法可以达到测量的要求。而且从(15.6.24)式可以看出，如果 p，T 已知，把 p，T 和测得的 N 代入该式，就可求出水汽压 p_w。

综上所述，对于球对称分布干空气大气模型，反演步骤可归纳如下：

(1)用双差载波相位观测方法确定 LEO 卫星的位置和速度；

(2)由掩星的多普勒频移测值和 GPS 卫星与 LEO 卫星的位置、速度信息计算总折射角廓线；

(3)对折射角廓线数值积分得到折射率廓线；

(4)由折射率廓线反演得到密度、气压和温度廓线。

对于折射率为三维分布的真实大气，信号的折射轨迹方程没有解析解，在某些情况下可采用光线追迹算法来求得数值解。

(4)GNSS 掩星探测系统的特点

单个 LEO 卫星的 GNSS 掩星探测系统，每天可产生大约 500 个廓线数据(包括上升掩星和下降掩星)。合理地选择 LEO 卫星轨道，可使这些廓线大体均匀地分布于全球。廓线的垂直范围可从大约 60 km 高一直到陆地或海洋的表面。一个由 20 颗 LEO 卫星星座构成的业务运行系统，每天将产生 10000 个廓线数据，可

对地球大气进行全天候的监测。

掩星数据的垂直分辨率可从接近地面的几百米变化到 60 km 高附近的 1 km。另一方面，在一个掩星事件中，不同高度近地点的水平位置是变化的，因此掩星探测提供的是几百公里水平范围内的一个平均测值。这可能会限制在小尺度问题上的应用，但可能会提高它在大尺度天气和气候应用上的价值。

GNSS 掩星探测吸引人的另一特点是 GNSS 卫星和 LEO 卫星上的仪器设备所固有的稳定性。卫星在轨运行之后并不需要对仪器进行定标。这与需要进行在轨定标的气象卫星等被动式系统相比，具有很大的优越性。

习　题

(1)什么是大气遥感？简要说明大气遥感的分类、特点及作用。

(2)电磁波的两个基本属性是什么？试说明遥感常用的电磁波波段范围及其主要用途。

(3)电磁波在大气中传播时会产生折射现象，试分析说明电磁波折射与各气象要素之间的关系，并讨论大气折射的各种情形。

(4)什么是粒子的后向散射截面？试分别说明球形粒子两类散射理论的适用条件。

(5)简要说明天气雷达的组成及其工作原理。

(6)分析天气雷达主要技术参数与雷达性能之间的关系。

(7)某气象台现有一部多普勒天气雷达，工作波长 10.3 cm，脉冲宽度 1.57 μs，脉冲重复频率 318 Hz。①计算该雷达的最小作用距离。②若多普勒频移为 60 Hz，则目标的径向速度应为多少？③推导最大不模糊速度与最大不模糊距离的关系。④若要求最大不模糊速度为 20 m/s，则最大不模糊距离应是多少？

(8)推导气象雷达方程。

(9)试写出局地均匀各向同性条件下湍流大气对雷达波的反射率方程，并解释方程中各参数的物理意义。

(10)概述风廓线仪的工作原理。

(11)概述激光雷达测量能见度、大气成分的浓度和大气温度及气压的原理。

(12)解释说明声波在大气中传播时产生的三种现象：折射、衰减和多普勒效应。

(13)概述 RASS 的工作原理。

(14)简要说明地基 GPS 遥感原理，天基 GPS 掩星遥感原理及其大气要素反演流程。

第 16 章　被动式大气遥感

被动式大气遥感是指遥感器接收大气自身发射的电磁辐射或反射自然源(如太阳辐射)发射的电磁辐射来获取大气信息的方法和技术。被动式遥感仪器设备没有发射部分,因此可以节省能源、缩小装备体积、减轻重量、降低造价。这些优点特别适合以卫星为观测平台进行的全球大气探测。

按接收的电磁波波段的不同,被动式大气遥感可分为可见光遥感、红外遥感和微波遥感等。按观测平台的不同,被动式大气遥感可分为天基(卫星)遥感、空基(飞机、浮空气球)遥感和地基遥感等。本章首先介绍有关辐射量概念和基本辐射定律,然后重点阐述以卫星为观测平台的可见光、红外和微波遥感原理,并对地基微波遥感作简要介绍。

16.1 辐射量与辐射定律

被动式大气遥感测量地球大气系统的温度、湿度和云雨演变等气象要素,是通过测定地球大气系统发射或反射太阳的电磁辐射而实现的。因此,电磁辐射是被动式大气遥感的物理基础,而了解辐射的基本概念和基本定律是了解电磁辐射的关键。

16.1.1　基本辐射量

描述辐射的物理量主要包括辐射能、辐射通量、辐射通量密度、辐射强度和辐射率等,分别定义如下。

(1)辐射能 Q

指电磁辐射所携带的能量,或物体发射的全部辐射能,单位为焦耳(J)。

(2)辐射通量 Φ

指单位时间内通过某一表面的辐射能,它表示了辐射能传递的速率,单位为瓦(W)。

$$\Phi = \frac{\partial Q}{\partial t} \tag{16.1.1}$$

(3)辐射通量密度 F

指通过单位面积的辐射通量，单位为瓦/平方米（W · m^{-2}）。

$$F = \frac{\partial \Phi}{\partial A} \tag{16.1.2}$$

对于一个被照射的表面或发射的表面，还可使用以下定义：

①辐照度 E：指投射到一表面上的辐射通量密度。

②辐射度 M：指辐射体表面射出的辐射通量密度。

当表达辐照度相对于波长的能量分布时，可定义光谱辐照度 $E(\lambda) = \frac{dE}{d\lambda}$，其单位为 W · m^{-2} · μm^{-1}。

(4)辐射强度 I

指点辐射源在某一方向上单位立体角内的辐射通量，单位为瓦/球面度（W · sr^{-1}）。

$$I = \frac{\partial \Phi}{\partial w} \tag{16.1.3}$$

对于各向同性辐射源，其辐射强度与辐射通量之间的关系是

$$I = \frac{\Phi}{4\pi} \tag{16.1.4}$$

(5)辐射率 L

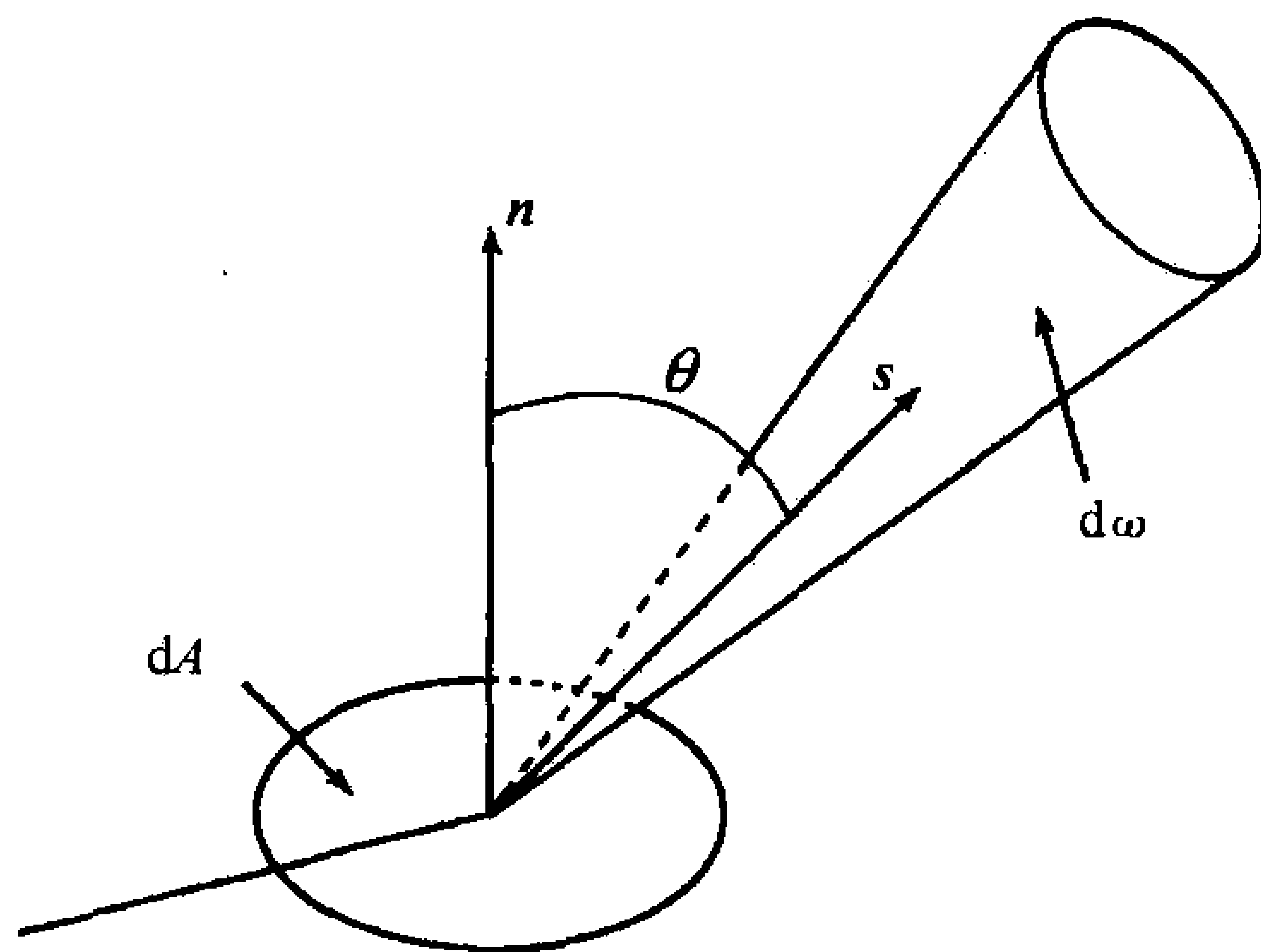


图 16.1　辐射率的定义

指一个面辐射源在单位时间内通过垂直面元法线方向 $\boldsymbol{n}$ 上单位面积、单位立体角的辐射能，又称为辐射亮度，单位为瓦/（米^2 · 球面度）（W · m^{-2} · sr^{-1}）。设辐射方向 $\boldsymbol{s}$ 与垂线的夹角为 θ，即天顶角为 θ，则

$$L(\theta)=\frac{d^3Q}{dt d\omega dA \cos\theta} \tag{16.1.5}$$

式中立体角 $d\omega=\sin\theta\ d\theta\ d\varphi, \mu=\cos\theta, \varphi$ 是方位角。可见，辐射率是位置、方向和时间的函数。

对于朗伯源，即向各个方向的辐射率均相同，则辐射度与辐射率之间的关系为

$$L=\frac{M}{\pi} \tag{16.1.6}$$

16.1.2　辐射体和辐射平衡

(1)黑体

所谓黑体是指某一物体在任何温度下，对任意方向和任意波长的吸收率或发射率都等于 1，即

$$a(\lambda)\equiv 1 \tag{16.1.7}$$

或者说，在热力学定律允许的范围内，最大限度地把热能转变为辐射能的理想热辐射体称黑体。黑体是一个理想的热辐射体，在自然界并不存在，但是在实验室可以近似地制作它，图 16.2 为一人造黑体。当外界辐射能经由小孔射于空腔时，此辐射能经过多次反射后，几乎不可能再由小孔射出，故可视为辐射能被空腔所完全吸收，而称之以完全黑体。自然界的某些物体(如太阳)可看作黑体。

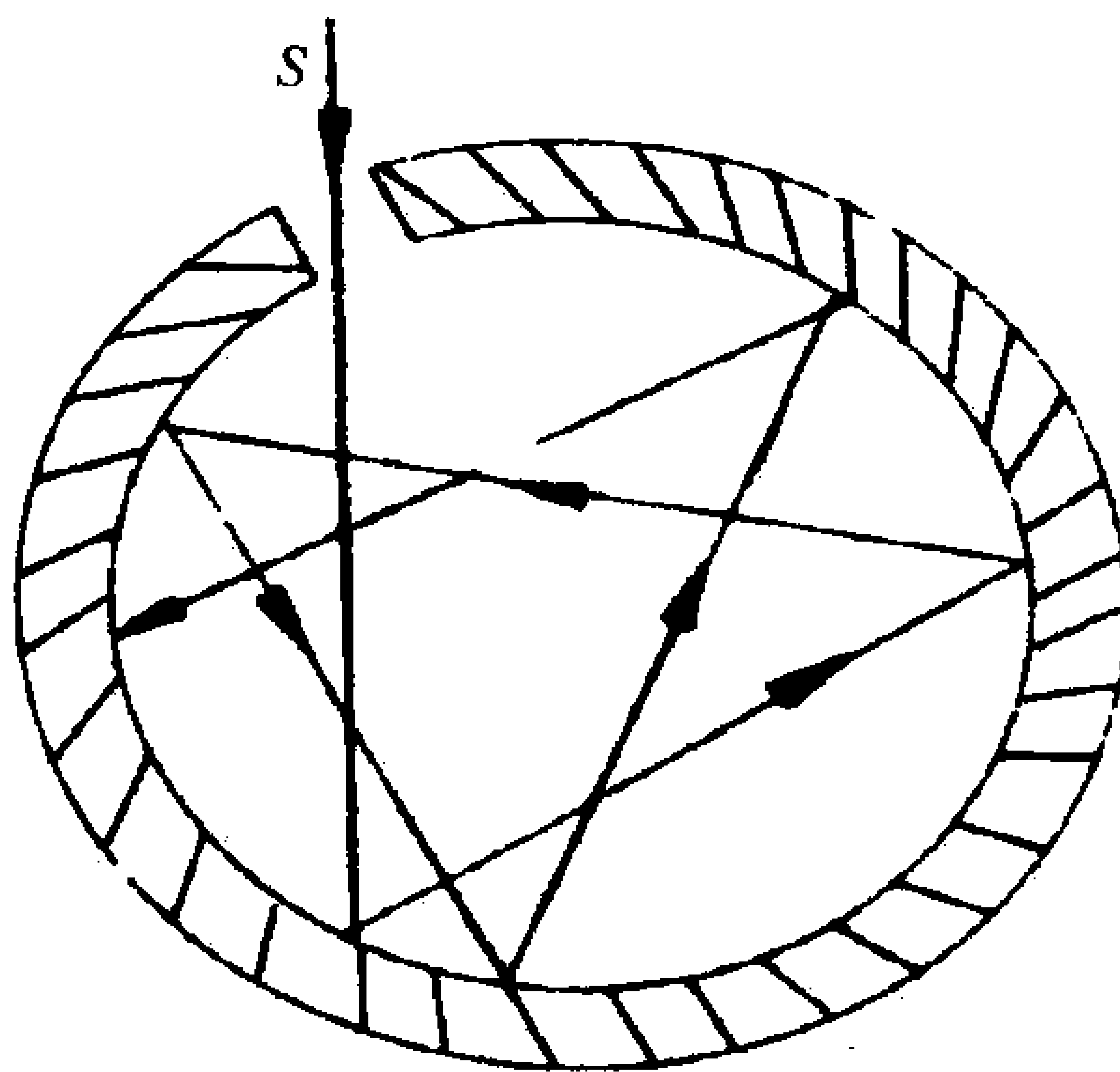


图 16.2　人工制造的接近黑体的吸收体

(2)灰体

灰体是指物体的吸收率或发射率与波长无关，且为小于 1 的常数，即

$$a(\lambda) = 常数 < 1 \tag{16.1.8}$$

(3)选择性辐射体

选择性辐射体是指物体的吸收率或发射率随波长而变，即

$$a = a(\lambda) \tag{16.1.9}$$

在自然界中绝大多数物体是选择性辐射体。一些选择性辐射体在某些波长间隔内的吸收率随波长变化很小，可以近似看作灰体。如在红外波段，一些物体的吸收率近似于 1，这些物体在这一波段可近似看成黑体。

(4)发射率

辐射体的辐射通量密度 M' 与具有同一温度的黑体的辐射通量密度 M 之比 ε，即

$$\varepsilon = \frac{M'}{M} \tag{16.1.10}$$

称为比辐射率或发射率。由于辐射体发射的辐射随波长而变，所以发射率也是波长的函数，写为 $\varepsilon(\lambda)$。对于波长间隔 $\lambda_1 \to \lambda_2$ 的发射率写成

$$\varepsilon = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \varepsilon(\lambda) M(\lambda) \mathrm{d}\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} M(\lambda) \mathrm{d}\lambda} \tag{16.1.11}$$

上面定义的是半球发射率，它给出的是辐射体在半球内的发射率。由于发射率随测量方向而变，故有定向发射率 $\varepsilon(\theta)$，它是指与辐射表面成 θ 角的小立体角内的发射率。表 16.1 给出了红外谱段某些地面目标物的发射率。

表 16.1　地面目标物的发射率(红外谱段)

表面类型	发射率	表面类型	发射率
液态水	1.0	土壤	0.9～0.98
新雪	0.99	草地	0.9～0.95
陈雪	0.82	沙漠	0.84～0.91
液态水云	0.25～1.0	森林	0.95～0.97
卷云	0.1～0.9	混凝土	0.71～0.9
冰	0.96	城市	0.85～0.87

(5)辐射平衡与局地热力平衡

自然界的所有物体都以辐射形式放出能量，同时也吸收外界的辐射能量。如

果放出的辐射能量恰好等于吸收外来的辐射能，我们就说该物体处于辐射平衡。

地球大气是具有一定温度的，时刻在发射辐射，消耗本身的内能。同时，又吸收其他物体从各方面射来的辐射，使内能增加。当射出的辐射能恰好等于接收的辐射能，则地球大气处于热辐射平衡态。对于地球大气系统，它不是孤立的，要受到太阳辐射和其他微粒流的作用，同时大气内存有温度梯度，所以大气中完全的热力平衡是没有的。但当大气的分子密度比较大，而辐射过程相对于大气分子碰撞使内能分布均匀的时间慢很多时，虽然大气的温度在变化，仍可把每一给定的瞬时状态看作是平衡的，可以用一定的温度 T 来描述，称为局地热力学平衡。实际大气中，在 50 km 以下可以认为大气处在局地热力平衡。

16.1.3　热辐射定律

(1)普朗克定律

普朗克在 1900 年成功地引进量子概念，将辐射当做不连续的微粒子，从理论上得出与实验符合的黑体辐射体辐射度谱密度 $F_\lambda(T)$ 与温度 T、波长 λ 有如下关系

$$F_\lambda(T)=\frac{2\pi hc^2}{\lambda^5}\frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda kT}}-1}=\frac{C_1}{\lambda^5(e^{\frac{C_2}{\lambda T}}-1)}\tag{16.1.12}$$

这就是普朗克定律。式中，$F_\lambda(T)$ 为黑体光谱辐照度（$\mathrm{W\cdot m^{-2}\ \mu m^{-1}}$），普朗克常数 $h=6.63\times10^{-43}\,\mathrm{J\cdot s}$，$c$ 为光速，玻耳兹曼常数 $k=1.38\times10^{-23}\,\mathrm{J\cdot K^{-1}}$，$C_1=3.7418\times10^{-16}\,\mathrm{W\cdot m^{-2}}$，$C_2=1.4388\times10^{-2}\,\mathrm{m\cdot K^{-1}}$，称 C_1 和 C_2 分别为第一和第二辐射常数。图 16.3 给出了不同温度下黑体光谱辐照度与温度和波长的关系。

由于绝对黑体为朗伯源，由(16.1.12)可知，黑体的辐射亮度公式为

$$B_\lambda(T)=\frac{F_\lambda(T)}{\pi}=\frac{2hc^2}{\lambda^5(e^{\frac{hc}{\lambda kT}}-1)}\tag{16.1.13}$$

以频率 f 表示为

$$B_f(T)=\frac{2hf^3}{c^2(e^{\frac{hf}{kT}}-1)}\tag{16.1.14}$$

以波数 v 表示为

$$B_v(T)=\frac{2hc^2v^3}{e^{\frac{hcv}{kT}}-1}\tag{16.1.15}$$

由普朗克定律可知：黑体辐射强度随温度的升高而增大，而最大强度的波长却

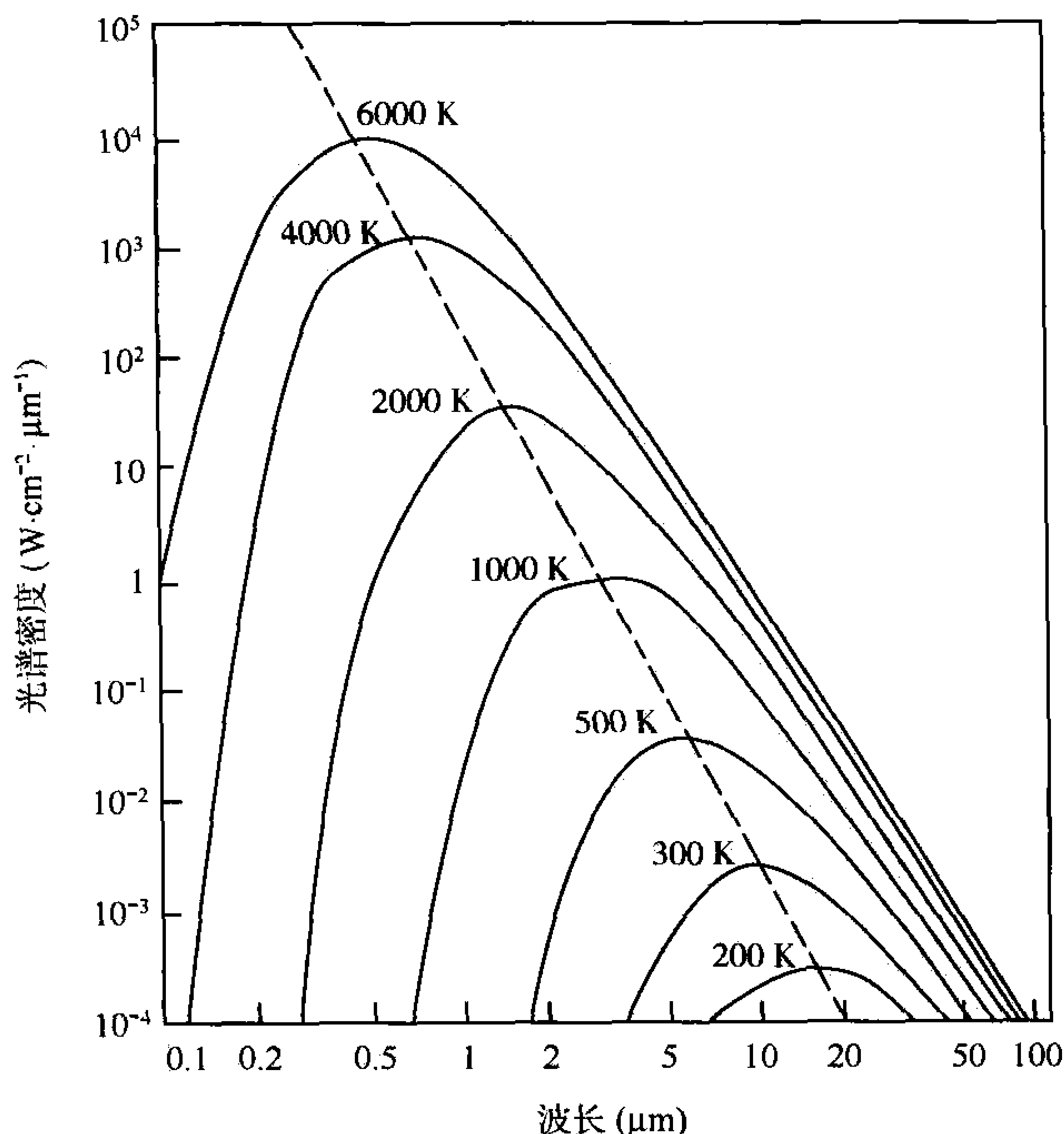


图 16.3　不同温度下黑体光谱辐照度与温度和波长的关系

随温度的升高而减小。

利用普朗克定律，当已知某物体在某波长的辐射度时，若将其看成黑体，则可计算出一个温度 T_b，这一温度称为亮温。

(2)瑞利-金斯定律(Rayleigh-Jeans law)

在 λT 很大的情况下，如波长在 1 mm～30 cm 的微波波段，300 K 左右的正常大气温度，有 $\frac{hc}{\lambda kT} \ll 1$，则

$$e^{\frac{hc}{\lambda kT}} \approx 1 + \frac{hc}{\lambda kT}$$

此时，普朗克定律(16.1.12)可简化为

$$F_\lambda(T) = \frac{2\pi c}{\lambda^4} kT \tag{16.1.16}$$

式(16.1.16)即瑞利-金斯辐射定律。当 $\frac{hc}{\lambda kT} < 0.019$ 时，用瑞利-金斯辐射定律代替普朗克定律进行计算的误差小于 1%。同时可以看到，辐射与温度呈线性关系。

由(16.1.16)式，可得到

$$B_\lambda(T) = \frac{2kc}{\lambda^4}T = 8.27816 \times 10^{-15} T/\lambda^4 \tag{16.1.17}$$

$$B_f(T) = \frac{2k}{\lambda^2}T = \frac{2kf^2}{c^2}T = 3.07 \times 10^{-40} f^2 T \tag{16.1.18}$$

设大气温度为 T，其实际的微波辐射率为 $L_f(T)$，把它等效于温度为 T_{bf} 的黑体的辐射，则由(16.1.18)式有

$$T_{bf} = \frac{\lambda^2 L_f(T)}{2k} \tag{16.1.19}$$

当大气的比辐射率 ε_f 已知时，根据定义

$$\varepsilon_f = \frac{L_f(T)}{B_f(T)} = \frac{\dfrac{2kT_{bf}}{\lambda^2}}{\dfrac{2kT}{\lambda^2}} = \frac{T_{bf}}{T} \tag{16.1.20}$$

于是，只要知道 T_{bf}，便可求出大气的实际温度 T

$$T = \frac{1}{\varepsilon_f} T_{bf} \tag{16.1.21}$$

由此可见，由于微波波段的黑体辐射率 $B_f(T)$ 与温度具有简单的线性关系，这给微波遥感温度带来许多方便。

(3)维恩位移定律

黑体光谱辐照度的最大值对应的波长 $\lambda_{\max}$ 与 T 成反比，即

$$\lambda_{\max} = \frac{b}{T} \tag{16.1.22}$$

这就是维恩定律。式中，b 为常数，$b = 2.8978 \times 10^{-3}\ \mathrm{m \cdot K}$。维恩位移定律说明随着温度的增加，辐射的峰值向短波方向移动，如图 16.3 所示。

(4)斯蒂芬-玻耳兹曼定律

黑体的辐射度 $F(T)$ 与其温度的 4 次方成正比，即

$$F(T) = \sigma T^4 \tag{16.1.23}$$

这就是斯蒂芬-玻耳兹曼定律。式中 σ 为斯蒂芬-玻耳兹曼常数：$\sigma = 5.6687 \times 10^{-8}\ \mathrm{W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}}$。

16.2 气象卫星及遥感仪器

气象卫星是指在卫星上携带各种气象探测仪器，测量诸如大气温度、湿度、风、云等气象要素以及各种天气现象的专用卫星。气象卫星的出现极大地促进了大气科学的发展，在探测理论和技术、灾害性天气监测、天气分析预报等方面发挥了重要作用。

16.2.1 气象卫星的发展

20 世纪 50 年代后期，空间技术迅速发展，出现了人造卫星。1960 年 4 月 1 日，美国成功发射了第一颗气象试验卫星泰罗斯-1(TIROS-1)，开创了人类从太空自上而下观测大气的新纪元。气象卫星按轨道类型可分为两种，一种是圆形近极地太阳同步轨道卫星，简称极轨气象卫星；另一种是地球同步轨道卫星，简称静止气象卫星。至今全世界已有包括中国在内的许多国家发射了自己的极轨气象卫星和静止气象卫星。

美国是世界上最先拥有极轨和静止气象卫星的国家，也是当今世界上拥有气象卫星数目最多、星载遥感器及其资料应用最丰富、最先进的国家。自 1960 年 4 月 1 日发射第一颗极轨气象卫星 TIROS-1 开始，历经 40 多年，已经发展到第四代极轨业务气象卫星。目前在轨运行的 NOAA-N(也称 NOAA-18)主要传感器为先进甚高分辨率辐射仪 AVHRR/3(Advanced Very High Resolution Radiometer/3)、高分辨率红外辐射探测器 HIRS/4(High Resolution Infrared Radiation Sounder/4)、先进微波探测装置 AMSU-A (Advanced Microwave Sounding Unit-A)、微波湿度探测器 MHS(Microwave Humidity Sounder)，以及太阳后向散射紫外辐射仪 SBUV/2(Solar Backscatter Ultraviolet Radiometer)等。1966 年 12 月发射的应用技术卫星(ATS)系列是美国最早的试验性静止气象卫星，每 20min 对地球圆面进行一次观测，获取可见光圆盘云图。目前美国在轨运行的是第三代业务静止气象卫星 GOES 系列。两个 GOES 卫星分别定位于 135°W 和 75°W，观测范围覆盖东太平洋和西大西洋，并在美国中部相重叠。GOES-11 和 GOES-12 气象卫星在常规情况下每小时提供 4 次其观测范围的探测资料，在灾害性天气或特殊任务时，可提供更短时间较小范围的图像资料。第三代静止气象卫星的主要传感器为 5 通道成像仪(Imager)和 19 通道大气探测器(Sounder)，以及空间环境探测器等。美国在拥有极轨和静止业务气象卫星的同时，还拥有国防气象卫星 DMSP系列和地球观测系统 EOS 系列。

欧洲气象卫星组织(EUMETSAT)发展静止气象卫星要远早于极轨气象卫

星。1977 年首次发射静止气象卫星 METEOSAT-1，并相继发射了 7 颗。目前在轨运行的第二代业务静止气象卫星 MSG 设计有三颗卫星（MSG-1，MSG-2，MSG-3），2002 年 8 月和 2005 年 12 月分别发射了 MSG-1 和 MSG-2，MSG-3 也计划在 2008 年底或 2009 年发射。第二代静止气象卫星 MSG 主要传感器为 12 通道的增强的可见光红外自旋成像仪 SEVIRI（Spinning Enhanced Visible and Infra-red Imager），可见光通道分辨率为 1 km，其他通道分辨率为 3 km。EUMETSAT 于 2006 年 10 月发射了第一颗极轨业务气象卫星 METOP-A，其传感器主要是先进甚高分辨率辐射仪 AVHRR/3、先进微波探测装置 AMSU、高分辨率红外探测器 HIRS/3、微波湿度探测器 MHS、红外大气干涉探测器 IASI（Infrared Atmospheric Sounding Interferometer）、全球导航卫星系统信号大气探测器 GRAS（GNSS Receiver for Atmospheric Sounding）、C 波段散射计 ASCAT（Advanced Scatterometer）、全球臭氧监测试验仪器 GOME-2（second-generation Global Ozone Monitoring Experiment）和空间环境监视器 SEM（Space Environment Monitor）等。

日本以发展静止气象卫星为主。1997 年 7 月发射了其第一颗静止气象卫星 GMS，并相继发射了 5 颗，主要传感器为可见光红外自旋扫描辐射仪 VISSR（Visible and Infrared Spin-Scan Radiomete）。目前在轨运行的是新一代具有气象探测功能的多功能卫星 MTSAT 系列，第 1 颗卫星 MTSAT-1 在 1999 年 11 月发射，由于火箭故障，星箭具毁，之后重新生产了 MTSAT-1R，于 2005 年 2 月发射成功，定位于 140°E，主要传感器为 5 通道可见光红外成像仪 VISSR。2006 年 2 月又发射了 MTSAT-2，定点于 145°E，计划在 2010 年替代 MTSAT-1R 工作。

我国是世界上少数几个同时拥有极轨和静止气象卫星的国家之一。我国第一代风云极轨气象卫星 FY-1A、1B、1C 和 1D，分别于 1988 年 9 月、1990 年 9 月、1999 年和 2002 年发射。FY-1A 和 1B 的主要气象传感器为五通道可见光红外扫描辐射计，FY-1C 和 1D 的主要气象传感器改进为 10 个通道可见光红外扫描辐射计；第二代风云极轨气象卫星 FY-3A，于 2008 年 5 月发射成功，卫星上主要遥感器有 8 种 11 台设备。十通道可见红外扫描辐射计可获取可见光、红外云图，地表温度和洋面温度，水陆边界、泥沙、冰雪、植被、土壤水分、作物状态，云量、云顶温度、云相态和类型等云状态信息，低层水汽含量、海洋水色，对森林火灾、洪水、干旱和大范围病虫害等自然灾害的监测；红外分光计可获取大气温、湿度廓线、臭氧总含量、气溶胶等；中分辨率成像光谱仪可实现对海洋、陆地、大气进行全球动态监测，以及对云特性、气溶胶、陆地表面特性、海表特性、低层水汽的监测；微波成像仪可获取全球降水和云液态水含量，全球植被、土壤温度和海冰覆盖信息；微波辐射计由微波温度计和微波湿度计两台仪器组成，分别用于全天候探测大气温度和湿

度垂直分布，以及水汽含量、云中液态水含量和降水等；紫外臭氧探测仪由紫外臭氧垂直探测仪和紫外臭氧总量探测仪两台仪器组成，主要是测量臭氧总量的垂直分布，探测地球大气太阳紫外辐射的后向散射，以反演地球大气臭氧总量全球分布；地球辐射收支仪由太阳辐射监测仪和地球辐射仪两台仪器组成，主要功能分别通过监测太阳辐照度变化，为研究太阳对大气、地球辐射收支、全球气候和环境变化提供精确的太阳辐射资料；空间环境监测器用于监测高能离子、高能电子、辐射计量仪、表面电位、单粒子事件等。我国第一代风云二号静止气象卫星 FY-2A、2B、2C 和 2D，分别于 1997 年 6 月、2000 年 6 月、2004 年 10 月和 2006 年 12 月发射。FY-2A 和 2B 的主要传感器为三通道可见光红外自旋扫描辐射计，FY-2C 和 2D 主要传感器改进为五通道可见光红外自旋扫描辐射计。目前在轨运行的 FY-2C 和 2D 分别定位于 105°E 和 86.5°E，两颗卫星实现了在轨备份和双星组网运行，可以自主获取我国西部地区以及西亚、印度洋等区域气象资料，并由原每 30 min获取一幅气象云图，提高到现在每 15 min 即可获取一幅云图。我国自“九五”以来还逐步建立了多个国家级辐射校正场，包括甘肃省敦煌市郊戈壁滩和青海湖水面辐射校正场，云南省丽江辐射校正场等，这些地面辐射定标场的建设，为定量化遥感及其应用技术发展起到了关键作用，标志着我国卫星遥感数字化和定量化实现了重大突破。

16.2.2 卫星运动的基本规律

气象卫星在其所在的轨道上对地球大气进行观测，它所携带的仪器及其工作方式、观测范围，资料的地面接收与处理都与卫星的运行有关。为了在地面跟踪和接收卫星数据，就必须了解卫星在空间中的运动规律。

16.2.2.1 卫星的运动方程

在考虑卫星运动轨迹时，通常假定地球是一个匀质的理想球体，质心就是地心；卫星与地球的距离远大于卫星本身，卫星看成是质点；卫星与地球相比，卫星质量很小，其对地球的影响可忽略。此外，忽略天体、大气对卫星的作用，即只考虑地球引力的作用。

气象卫星的轨道是近于圆形的，在地球引力的范围内，地球对卫星具有吸引力，即万有引力。卫星围绕地球以速度 v 作匀速圆周运动，所需的向心力就是万有引力。表示为

$$F(r)=-\frac{GMm}{r^2}=-\frac{um}{r^2} \tag{16.2.1}$$

式中 G 为万有引力常数，$G=6.67259\times10^{-11}\ \mathrm{N\cdot m^2\cdot kg^{-2}}$，$M$ 为地球质量，$M=$

5.99710×10^{24} kg，m 为卫星的质量，u 是开普勒常数，$u=3.986032\times10^{14}\,\mathrm{m^3\cdot s^{-2}}$，$r=h+R$ 是卫星到地心的距离。h 是卫星高度，即卫星离地球表面的垂直距离，R 是地球半径，为 6.356752×10^6 m（极半径）和 6.378137×10^6 m（赤道半径），平均值为 6.371009×10^6 m。$F(r)<0$ 为引力，$F(r)>0$ 为斥力。

在以地球质心为原点的直角坐标系中，设 $r^2=x^2+y^2+z^2$，则卫星的运动方程可以写成

$$m\frac{\mathrm{d}^2x}{\mathrm{d}t^2}=-u\frac{m}{r^2}\frac{x}{r} \tag{16.2.2}$$

$$m\frac{\mathrm{d}^2y}{\mathrm{d}t^2}=-u\frac{m}{r^2}\frac{y}{r} \tag{16.2.3}$$

$$m\frac{\mathrm{d}^2z}{\mathrm{d}t^2}=-u\frac{m}{r^2}\frac{z}{r} \tag{16.2.4}$$

通过计算，可知卫星运动轨迹满足 $Ax+By+Cz=0$。由此可见，卫星在有心力场中运动，其轨道必在过地心的一个平面内运动。也就是说，卫星轨道平面通过地球中心。

16.2.2.2　卫星轨道参数

卫星轨道是指卫星在空间绕地球运行的轨道。目前，在轨运行的气象卫星基本上采用圆形轨道。

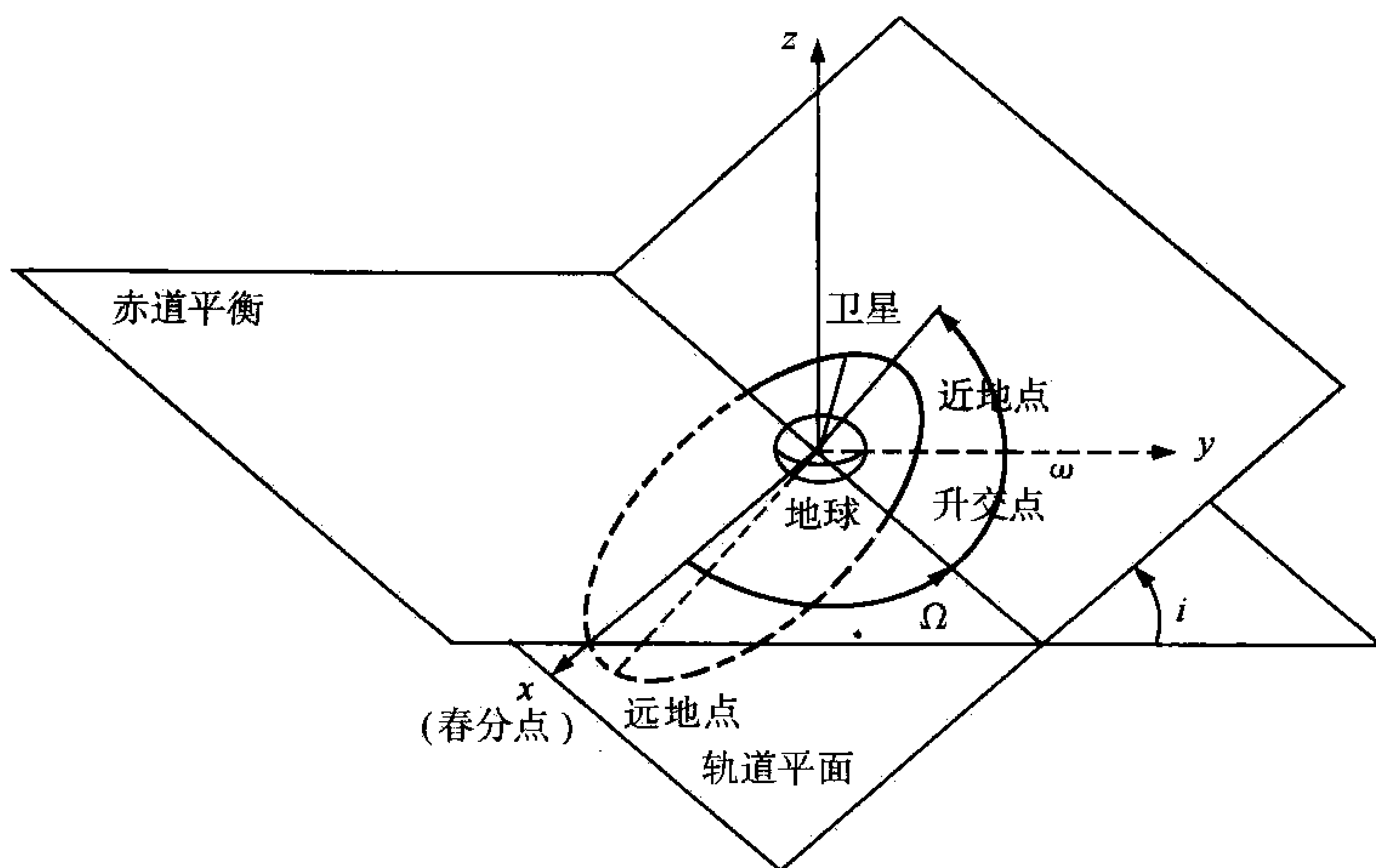


图 16.4　卫星轨道参数

（1）环绕速度

指卫星作圆轨道运动所具有的速度，也是卫星作圆轨道运动应具有的速度。

$$V_{圆}=\sqrt{\frac{u}{h+R}} \tag{16.2.5}$$

（2）周期

指卫星沿轨道绕地球飞行一周所需的时间。

$$T=2\pi\sqrt{\frac{(h+R)^3}{u}} \tag{16.2.6}$$

美国 2005 年发射的 NOAA-18 极轨气象卫星，轨道高度为 870 km，可知其线速度为 7.42 km/s，周期为 102.14 min。

静止卫星轨道高度约为 35800 km，周期约为 24 h，与地球自转周期相等。

（3）星下点

指卫星与地球中心连线在地球表面的交点。由于卫星的运动和地球的自转，星下点在地球表面形成一条连续的轨迹，这一轨迹称为星下点轨迹。

（4）升交点/降交点

卫星由南向北运行与赤道平面的交点称之为升交点，卫星由北向南运行与赤道平面的交点称之为降交点。

（5）上轨道/下轨道

卫星由南向北运动的轨道称之为上轨道，卫星由北向南运动的轨道称之为下轨道。图 16.5 给出了上轨道和下轨道轨迹图。

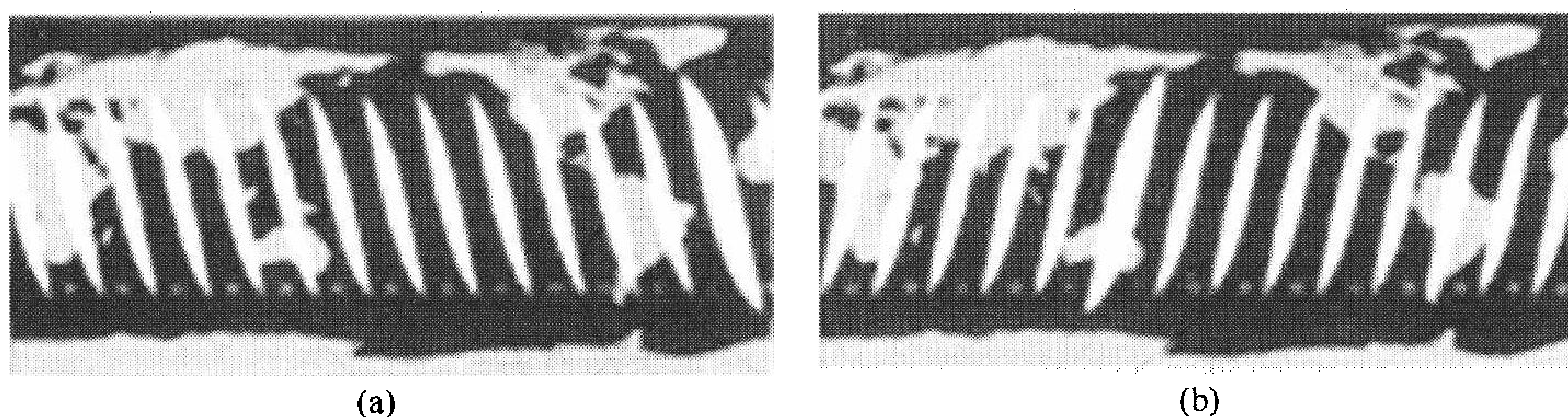


图 16.5　卫星轨道示意图
（a）上轨道；（b）下轨道

（6）轨道倾角

由赤道平面逆时针转向上轨道平面的夹角称为轨道倾角。当轨道倾角 $i=0°$ 或 180°时，卫星在赤道上空向东或向西运行，这种轨道称之为静止轨道或赤道轨

道；当轨道倾角 $i=90°$ 或 $270°$ 时，卫星通过南北两极，这种轨道称之为极轨道；当轨道倾角 $0<i<90°$ 时，卫星顺地球自转方向，由西南向东北或由西北向东南方向运动，这种轨道称之为顺行轨道或前进轨道；当轨道倾角 $90°<i<180°$ 时，卫星逆地球自转方向，由东北向西南或东南向西北方向运动，这种轨道称之为逆行轨道或后退轨道。

(7)截距

由于在卫星绕地球公转的同时，地球不停地自西向东旋转。所以当卫星绕地球转一周后，地球相对于卫星要转过一定度数，这个度数称为截距。可见，截距是连续两次升交点之间的经度差。

由于地球自转一周需要 24 h，所以每小时地球转过 15°。如果把地球看作不动，则卫星轨道相对于地球每小时向西偏移 15 个经度。设截距 L 的单位为度，周期 T 的单位为小时，则截距与周期的关系为

$$L = T \times 15°/1\text{h} \tag{16.2.7}$$

截距常用来进行卫星轨道的预告。上一轨道升交点的经度 λ_n，下一轨道升交点的经度 λ_{n+1}，则

$$\lambda_{n+1} = \lambda_n \pm L \tag{16.2.8}$$

式中当升交点位于西经取“+”，升交点位于东经取“−”。

16.2.2.3　卫星轨道的摄动

卫星在轨道中受到的地球不规则球体及质量分布不均匀而引起的作用力，太阳和月球等其他星体的引力，太阳的直接与间接辐射压力，大气阻力等统称为摄动力。由摄动力引起的轨道参数的变化与理想情况下所产生的偏差就称为卫星轨道的摄动。其中最主要的是卫星轨道平面的移动，即卫星的轨道平面绕地球自转轴旋转的现象。

16.2.2.4　卫星姿态的控制

卫星姿态是指卫星在空间相对于轨道平面、地球表面或任何坐标系的固定取向。它决定于卫星仪器对地面的观测方式和资料的可利用性。卫星姿态的控制有自旋稳定、三轴定向稳定和重力梯度稳定等方式，目前气象卫星所用的主要是自旋稳定和三轴定向稳定方式。

(1)自旋稳定

卫星围绕自转轴以一定的角速度旋转，则卫星本身具有较大的角动量。在空间阻力极小的情况下，卫星的角动量近似守恒。因此，自转轴的方向始终不变，指向宇宙空间某一定点。自旋稳定又分平动式和滚动式两种。平动式是指自转轴平

行轨道平面，仪器窗在底面；滚动式是指自转轴垂直轨道平面，仪器窗在侧面。

(2)三轴定向稳定

卫星不自转，而是依靠一系列装置，使卫星在俯仰轴、横滚轴和偏航轴三个方向上保持稳定取向。如图 16.6 所示，俯仰轴（Y 轴方向）与卫星轨道平面垂直，控制卫星上下摆动；横滚轴（X 轴方向）平行于轨道平面，且与轨道方向一致，控制卫星左右摆动；偏航轴（Z 轴方向）指向地球中心，控制卫星沿轨道方向运行。三轴定向稳定的优点是可连续地获取地球大气信息。采用三轴定向稳定方式是目前的趋势。

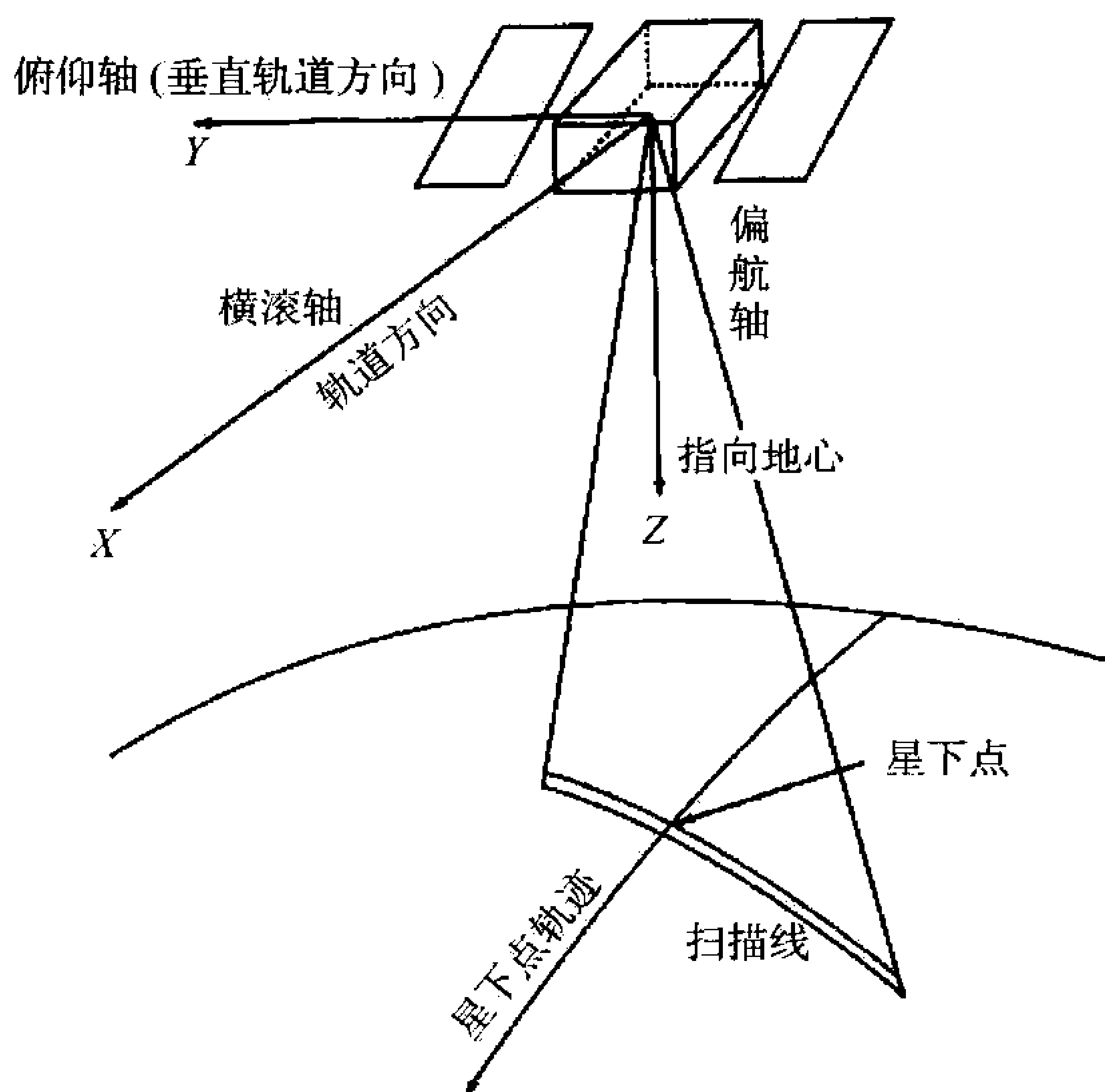


图 16.6　卫星三轴定向稳定姿态示意图

16.2.3　气象卫星轨道

气象卫星通常采用两种轨道。一种是圆形近极地太阳同步轨道，简称极轨卫星轨道；另一种是地球同步轨道，简称静止卫星轨道。

16.2.3.1　圆形近极地太阳同步轨道

圆形近极地太阳同步轨道是指卫星轨道的偏心率为 0，轨道倾角 i 接近 90°，同时，卫星的轨道平面和太阳始终保持相对固定的取向，如图 16.7 所示。

要实现太阳同步轨道，其轨道高度和倾角必须满足一定条件，分述如下。

(1)太阳光对轨道面照射方向（角度）的变化

由于地球除了绕地轴不停地自转外，还不停地围绕着太阳公转。而卫星又是

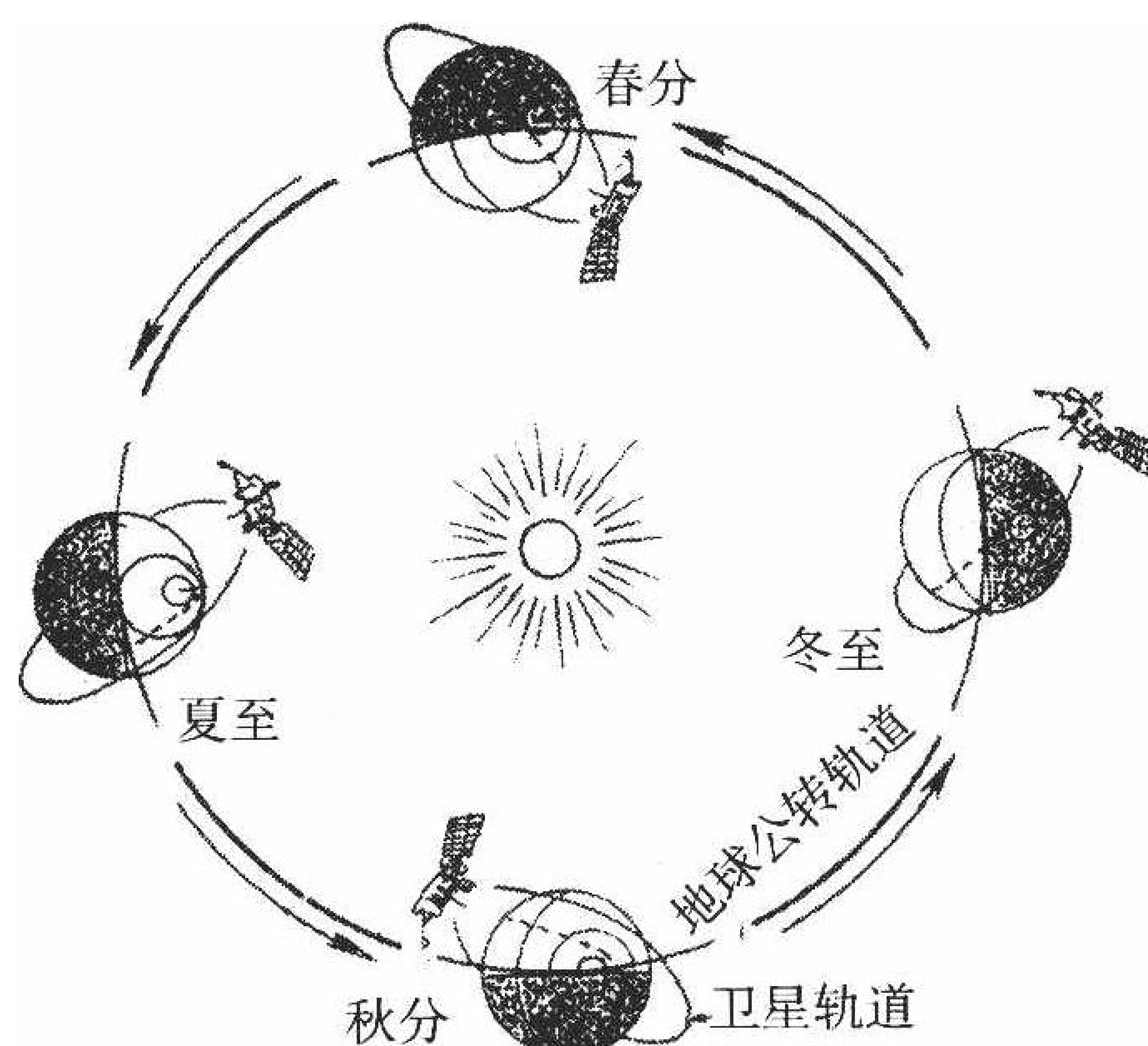


图 16.7　太阳同步轨道示意图

围绕地球运转的。因此，卫星的轨道平面也跟地球一起不停地围绕着太阳公转（如果不考虑其他运动）。地球绕太阳转一圈是 365 d，此时间内卫星轨道平面法线方向也改变了 360°，每天轨道平面转动的数值

$$\frac{360^\circ}{365\ \mathrm{d}} = 0.985^\circ \approx 1^\circ/\mathrm{d}$$

由于地球绕太阳公转是逆时针的（从北极看），因而轨道平面（相对太阳取向）转动的方向是自东向西的，这种运动的结果使卫星每天提早 4 min 出现于同一观测点。

（2）卫星轨道平面的进动

卫星轨道平面绕地球自转轴旋转的现象就称为卫星轨道平面的"进动"。其原因是：由于地球并不是一个理想的球体，而是一个在赤道地区有些微隆的椭球体。赤道微隆起的部分对卫星产生一个额外的引力，这个引力的方向在南北半球都是指向赤道的，由于这个引力的作用，产生一个力矩，在这个力矩的作用下，卫星的轨道平面便绕地球自转轴作缓慢的转动。

（3）太阳同步的实现

前面说过，太阳光对卫星轨道平面的照射方向每天转过 1°左右，而从地球的北极上空看，地球绕太阳公转的方向是逆时针的，其结果相当于卫星轨道平面每天沿顺时针方向转过 1°左右。为了保证太阳光对卫星轨道平面的照射方向固定不变，那么，必须使卫星轨道平面沿逆时针旋转，才有可能抵消由于公转造成的影响，也就是说，卫星轨道平面的进动方向必须是自西向东，恰于上面卫星轨道自东向西旋转相反。因此，只有轨道倾角大于 90°的逆行轨道，卫星轨道平面的进动方向才是逆时针的。

如何使卫星轨道平面的进动正好每天 1°左右，这关系到轨道平面进动的角速度问题。

$$\frac{\mathrm{d}\Omega}{\mathrm{d}t}=\frac{10^2}{(1-e^2)^2}\left(\frac{R}{R+h}\right)^{-3.5}\cos i=-0.985^\circ/\mathrm{d}$$

取 $e=0$，$\cos i=-0.985\left(\frac{R}{R+h}\right)^{-3.5}\times10^{-2}$，所以，$i$、$h$ 相互匹配，即可实现太阳同步。如我国风云一号气象卫星轨道高度为 901 km，其轨道倾角 $i=99^\circ$。图 16.8 所示为极轨卫星遥感轨道示意图。

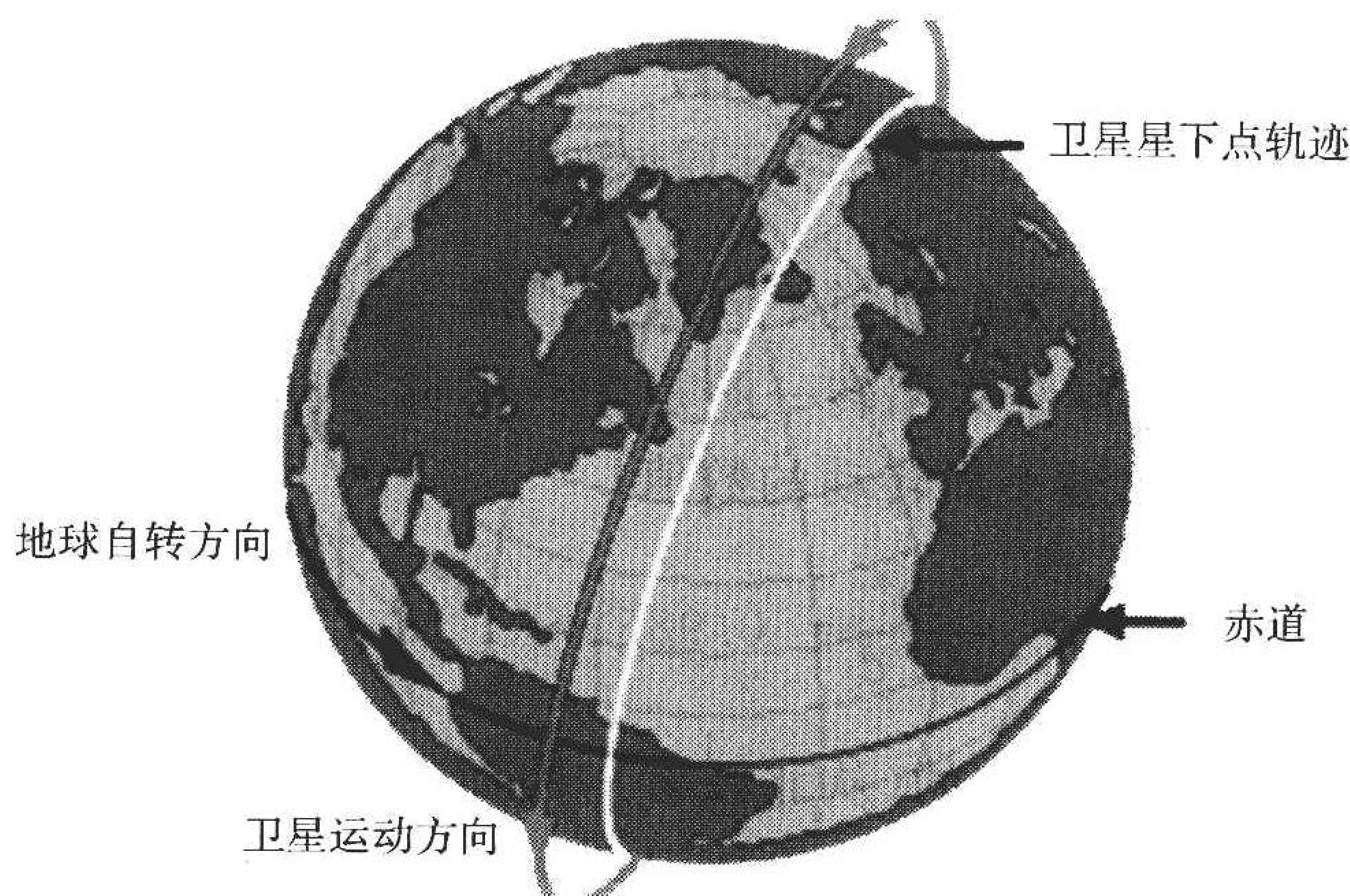


图 16.8　极轨卫星遥感轨道示意图

采用极轨轨道进行遥感探测有其自身特点，包括探测范围较大，可兼顾极地高纬度地区观测，因而可实现全球探测；每天对某地观测能得到大致相同光照条件，便于与常规资料配合使用；轨道低，空间分辨率较高。但获得资料时间分辨低，每天只能有 2 次过顶探测，不利于对中小尺度天气的连续监测。

16.2.3.2　地球同步轨道

根据定义可知，要实现地球同步卫星轨道，卫星运动方向与地球自转方向一致，轨道平面与赤道平面重合，即在赤道上空，并且要采用圆形轨道，卫星轨道周期与地球自转周期一致，同为 23 小时 56 分 04 秒。由此可计算

$$T=2\pi\sqrt{\frac{(R+h)^3}{u}},\ h=\sqrt[3]{\frac{u}{4\pi^2}T^2}-R=42230-6370=35860\ \mathrm{km}$$

我国的风云二号静止气象卫星定位于 105°E，赤道上空 35860 km。图 16.9 所

示为静止气象卫星轨道遥感示意图。

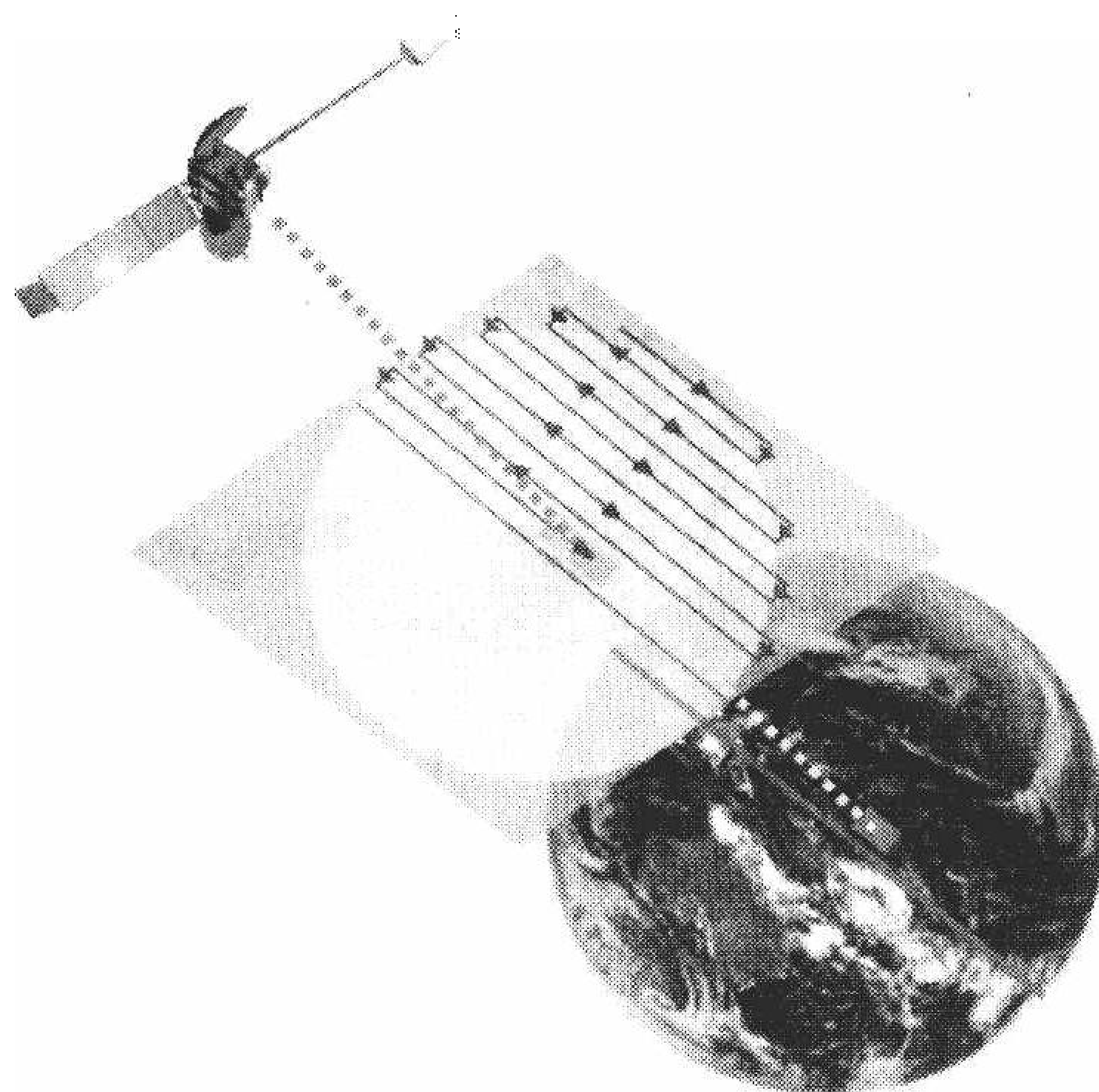


图 16.9　静止气象卫星遥感示意图

采用静止轨道进行遥感探测的特点是,观测的范围面积大,一颗卫星可观测地球 1/4 面积;时间分辨率高,可实现 5 min、30 min 或 1 h 间隔的连续观测,有利于观测追踪中纬度中小尺度天气;可以用于收集和转发气象资料。但静止卫星遥感探测也有缺陷,如无法对两极进行遥感探测,同时,由于轨道高度高,空间分辨率相对较低。

16.2.3.3　全球卫星探测系统

根据前述极轨卫星和静止卫星轨道特点,对全球范围内大气环境作连续探测,单凭一颗静止卫星和极轨卫星是无法实现的,必须将多颗静止气象卫星与几颗极轨气象卫星组合在一起,发挥各自优势,弥补其短处,形成一个全球卫星探测系统。如图 16.10 所示,在静止卫星轨道上放置六颗卫星,具体位置分别是位于 0°的欧洲气象卫星组织的 MSG 卫星、74°E 的印度 INSAT 卫星、105°E 的我国 FY-2 卫星、140°E 的日本 MTSAT 卫星、135°W 的美国 GOES-W 和 75°W 的美国 GOES-E 卫星;极轨卫星目前主要是美国的 NOAA 系列气象卫星、我国的 FY-1/3 系列气象卫星、俄罗斯的 METEOR 系列气象卫星,欧洲气象卫星组织的 METOP 系列极轨卫星也逐步在业务中发挥作用。

为实现全球和局地气象探测,世界各国都在大力发展各自的卫星探测系统,目前由美国、欧盟、日本、印度和中国静止气象卫星组成的观测网可以对中低纬度地区的天气系统进行连续不断的监视。同时,许多国家还拥有自己的极轨气象卫星

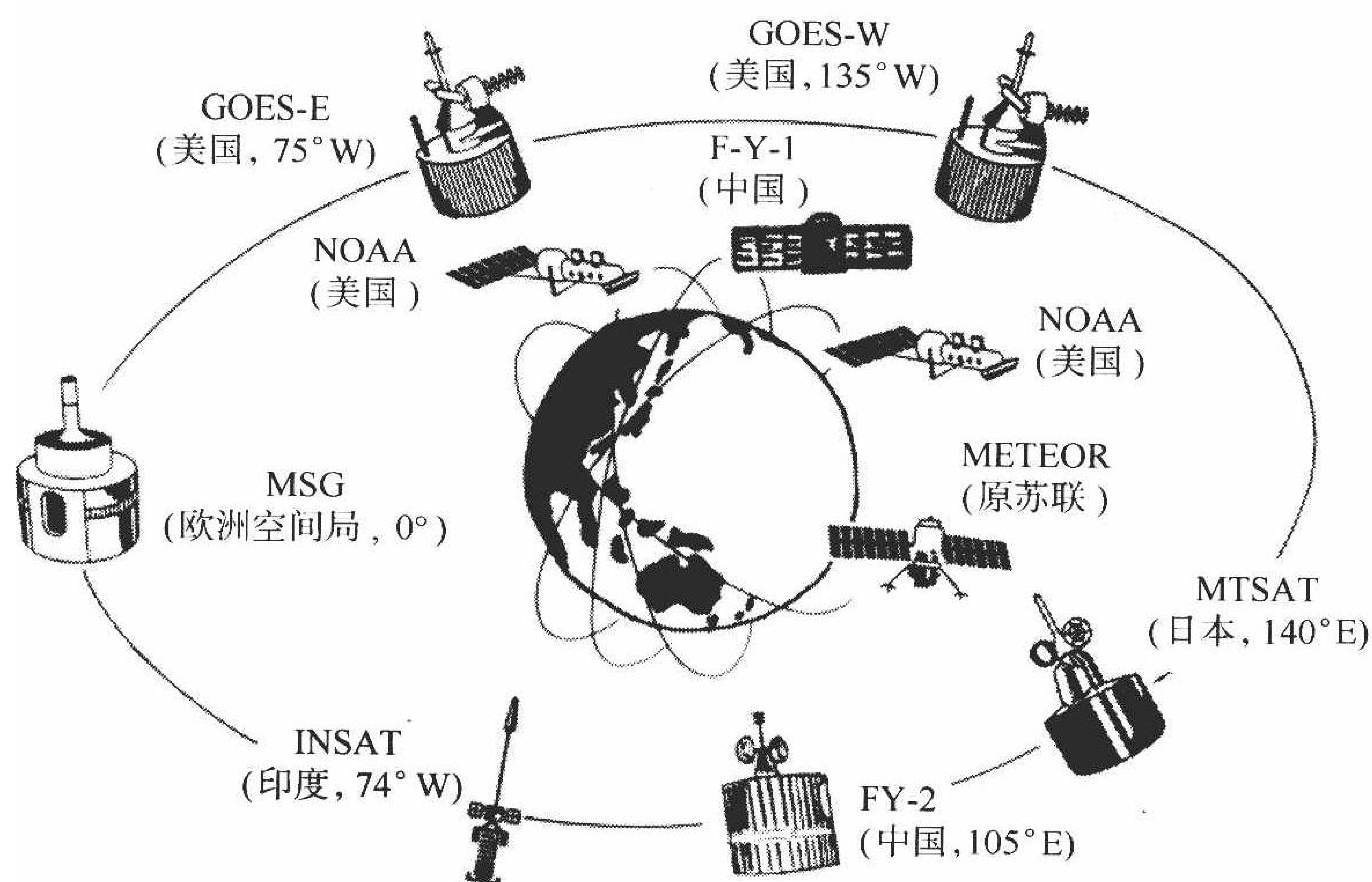


图 16.10　全球气象卫星探测体系

探测系统。

16.2.4　气象卫星的遥感仪器

卫星获取地球大气信息的遥感器可以是主动的,也可以是被动的。主动遥感器包括1997年11月发射的热带降水测量卫星TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission)上的微波测雨雷达PR(Precipitation Radar),2006年4月发射的测云卫星(Cloud Sat)上的毫米波云廓线雷达CPR(Cloud Profiling Radar)等,今后还将有激光测风雷达等在空中对地实施遥感探测。由于主动遥感器体积大、重量重和能耗高,所以,目前业务用气象卫星上装载的传感器以被动式为主,且大多为辐射仪。

通常将接收来自地球大气系统自身发射或反射太阳辐射的仪器称为辐射仪。图16.11所示是一个由定向或空间扫描部件、光学系统、探测器、信号处理系统和信号输出装置等部分组成的辐射仪。其中,定向或空间扫描部件,用于获取遥感数据位置信息。在大多数可见光和红外遥感器中,这种能力是由机械扫描镜提供的。卫星沿轨道向前的运动提供一维扫描,旋转镜则提供左右方向的另一维扫描;光学系统包括光栅、集光口径和聚焦系统,用于收集目标物发出的辐射能;探测器是将接收到的辐射能转换为电信号;信号处理系统将探测器的电信号放大到所需要的输出电平,通过模数转换,并将其处理为所要求的格式流;信号输出装置将被信号处理系统处理好的信息发送给天线或记录到仪器内部的有关介质上。此外,在被

动式遥感系统中，常需要装载定标设备，用它来确定灵敏度或响应率，或确定自卫星发射以来被动遥感仪器是否发生变化。卫星在轨定标所用参考源为星上内部黑体和宇宙空间。

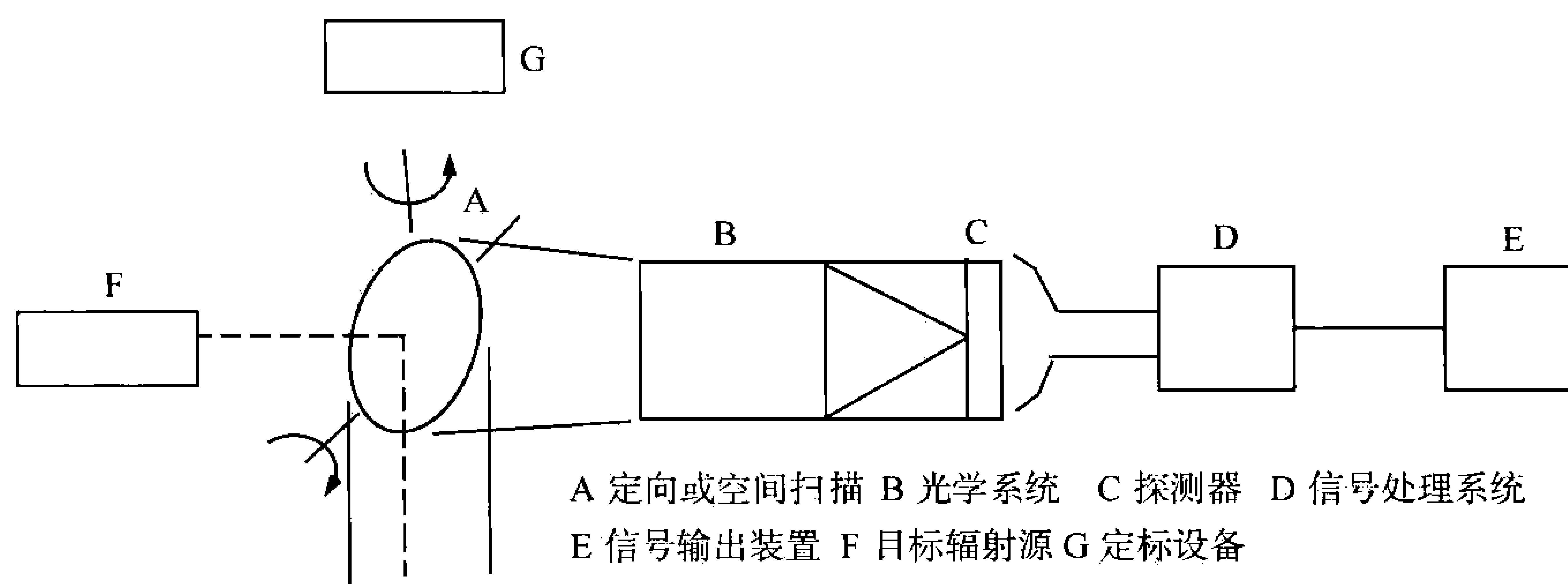


图 16.11　辐射仪构成示意图

(引自 Rao P. K，1990；许健民等译，1994)

辐射仪可初步分为辐射成像仪、大气垂直探测器和其他特殊用途探测仪器。

辐射成像仪又可分为可见光红外扫描辐射计和微波扫描辐射成像仪等。可见光红外扫描辐射计主要用于获取云、植被、冰雪和海面温度分布，进行森林火灾、沙尘暴和干旱等监测。可见光红外扫描辐射计主要有我国 FY 静止气象卫星系列上的可见光红外自旋扫描辐射计，FY 极轨气象卫星系列上的多通道可见光红外扫描辐射计，美国 NOAA 极轨气象卫星系列的先进甚高分辨率辐射仪 AVHRR，美国国防气象卫星 DMSP 系列的业务线扫描系统 OLS，日本 MTSAT 静止气象卫星上的 Imager 等。微波成像仪主要用于获取降水量、土壤湿度、洋面风速、海冰形态、云、水体等信息。目前业务使用的主要是美国国防气象卫星 DMSP 上的特种传感器微波成像仪 SSM/I。

大气垂直探测器可分为红外大气垂直探测器和微波大气垂直探测器。红外大气垂直探测器主要用于获取晴空区的大气温度、湿度廓线，地表温度、海面温度、云性质等。代表性的红外大气垂直探测器有美国 NOAA 极轨气象卫星系列的高分辨率红外辐射探测器 HIRS/3，EOS 系列的大气红外探测器 AIRS。微波大气垂直探测器主要用于获取大气温度、湿度廓线、云中液态水含量和地表特性等，以美国 NOAA 极轨气象卫星系列的先进的微波探测装置 AMSU 为代表。

其他探测仪器包括美国 NOAA 极轨气象卫星系列上的地球辐射收支仪 ERBS，紫外后向散射仪 SBUV 等。

表 16.2 给出了我国 FY-1D 极轨气象卫星多通道可见光红外扫描辐射计 MVISR 的通道设置及主要用途。

表 16.2 我国 FY-1D 极轨气象卫星辐射计的通道设置及主要用途

通道序号	波长(μm)	主要用途
1	0.58～0.68	白天云、冰、雪、植被
2	0.84～0.89	白天云、植被、水
3	3.55～3.95	白天云、冰、雪、植被
4	10.3～11.3	白天云、植被、水
5	11.5～12.5	白天云、冰、雪、植被
6	1.58～1.64	土壤温度、云雪识别
7	0.45～0.48	海洋水色
8	0.48～0.58	海洋水色
9	0.53～0.58	海洋水色
10	0.90～0.96	水汽

通道 1、2 的探测波段分别处于植被反射的低谷和高峰，利用两者的差值可以计算出各种植被指数，以反映农作物、森林、草场的生长情况、病虫害及缺水情况，并能进行农作物估产。这个通道还可以做水陆边界，河口泥沙海冰判识等。通道 3 处在红外短波窗口区，它对监测地面高温热源很有效。通道 4、5 处在红外窗区，用以测量地面温度。这两个通道相结合的目的在于对海面温度反演中对大气削弱进行订正，计算得到的地表和海表温度在农业、渔业、洋流、城市热岛等方面有广泛的应用。通道 6 对雪的反射率较低，与其他通道结合有助于云、雪的判识，同时此通道对土壤湿度比较敏感，有助于干旱监测。通道 7、8、9 是海洋水色通道，海洋水色反映海洋中叶绿素的含量，它还可以反映海洋浊度和海洋污染以及赤潮等情况。通道 10 是低层水汽通道，用于大气修正和大气透过率的计算。

16.3 可见光遥感

可见光被动遥感主要是利用可见光波段的扫描辐射计获取白天可见光云图，此外，还可利用可见光与近红外波段的遥感信息进行海洋水色遥感的大气订正，以及气溶胶探测等。本节将着重介绍可见光云图的遥感原理。

16.3.1 可见光遥感方程

目前，气象卫星在可见光波段选用的光谱通道有 0.52～0.75 μm、0.58～0.68 μm。卫星在这些波段接收的辐射主要来自地面、云面对太阳辐射的反射辐射，这些辐射量通过可见光遥感方程来描述。

(1)物理过程

由维恩定律可知,辐射温度大约是 5900 K 的太阳,其峰值波长在 0.5 μm,位于绿色区域内,它是可见光波谱的中心。因此,应该选择可见光波段获取地面、大气和云对太阳辐射的反射。图 16.12 描述了可见光辐射与地面、大气和云之间可能存在的相互作用。

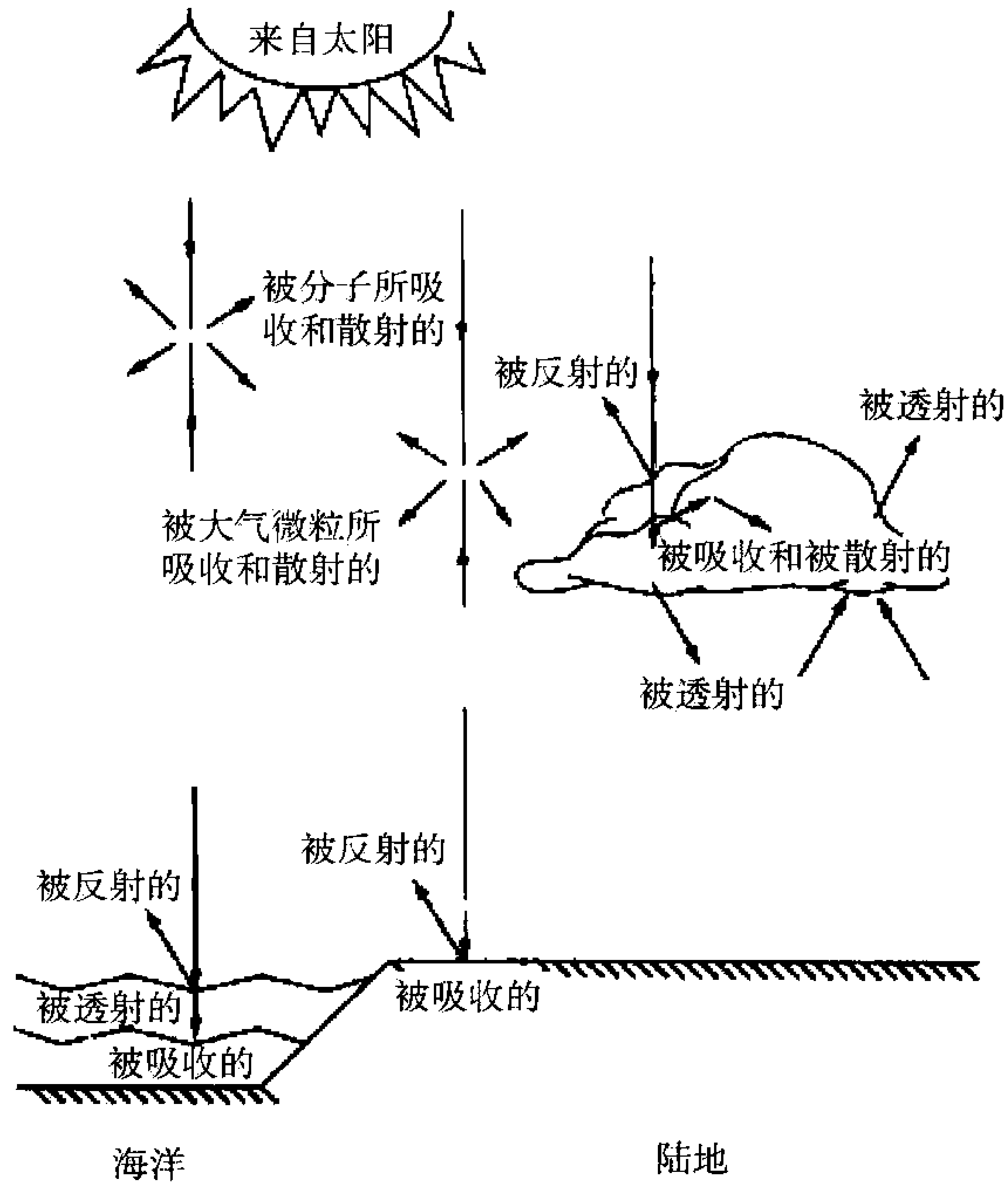


图 16.12　可见光辐射与地面、大气和云之间可能存在的相互作用

(引自 Rao P. K,1990;许健民等译,1994)

(2)可见光遥感方程

假定大气是平行、平面、非散射大气,即不考虑地面、云面、大气对太阳辐射的散射。

如图 16.13 所示,太阳投射的天顶角为 $\theta_日$,太阳截面对地球所张的立体角 $\omega_日$,太阳的光谱辐射率为 $B_\lambda(T_日)$,则投射到大气顶的辐照度为 $E_\lambda(\theta_日)$,则

$$E_\lambda(\theta_日) = B_\lambda(T_日)\omega_日 \cos\theta_日 \tag{16.3.1}$$

到达地面的辐照度为

$$E_\lambda = B_\lambda(T_日)\omega_日 \cos\theta_日 \times \tau_\lambda(\theta_日) \tag{16.3.2}$$

式中 $\tau_\lambda(\theta_日)$沿 $\theta_日$ 方向从大气顶到地面的透过率。

若地面、云面为各向同性，则反射太阳辐射率

$$L_\lambda = \frac{E_\lambda}{\pi} r_{s\lambda} \tag{16.3.3}$$

式中 $r_{s\lambda}$ 为云面或地面反射率。

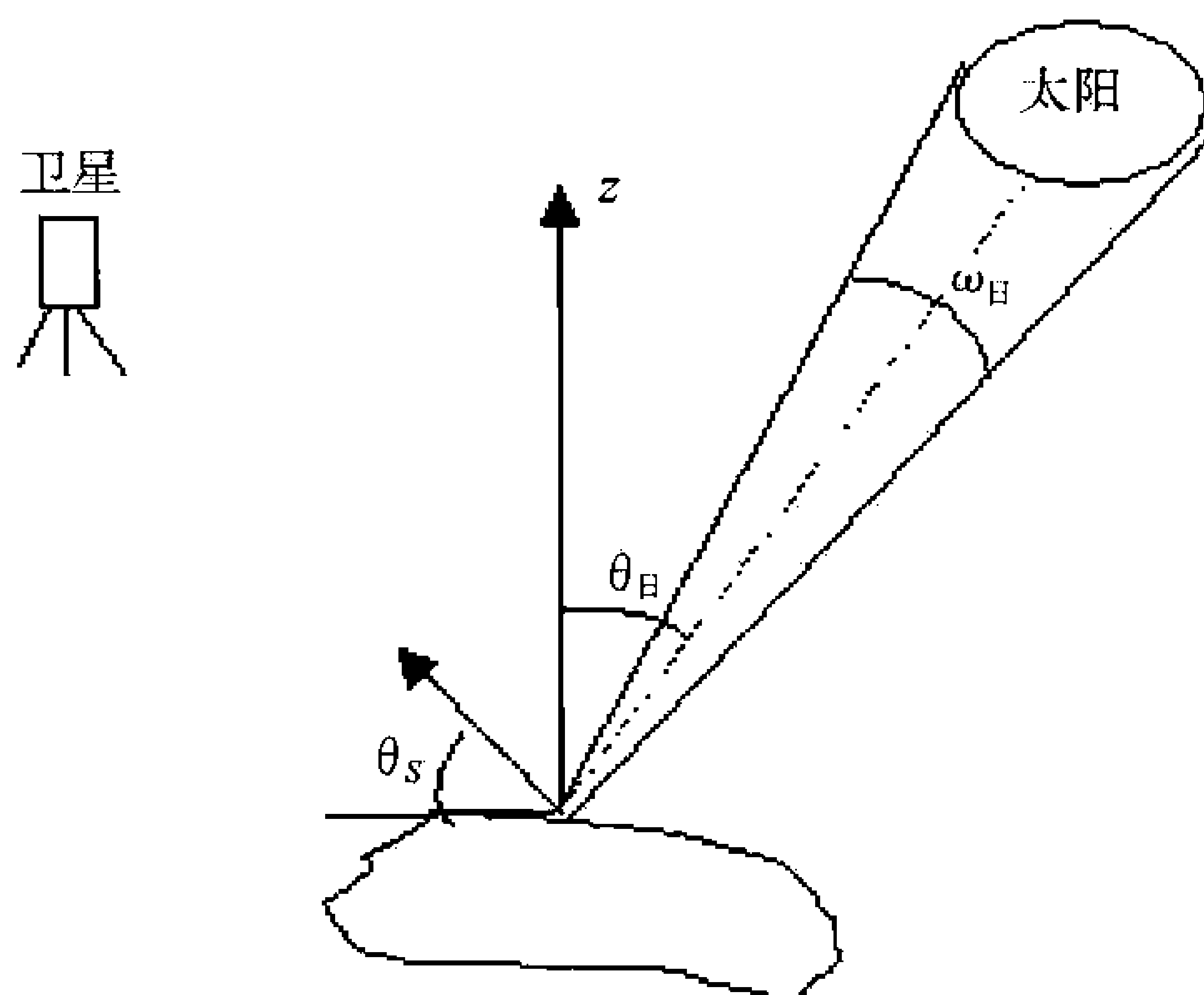


图 16.13　可见光遥感几何关系示意图

由云面或地面到达卫星的反射太阳辐射率应为

$$L_\lambda(\infty, \theta_s) = \frac{E_\lambda}{\pi} r_{s\lambda} \tau_\lambda(\theta_s) \tag{16.3.4}$$

式中 $\tau_\lambda(\theta_s)$ 为沿 θ_s 方向从地面、云面反射到卫星的透过率，θ_s 为反射太阳辐射与天顶的夹角。

所以，可见光遥感方程为

$$L_\lambda(\infty, \theta_s) = \frac{B_\lambda(T_日)\omega_日}{\pi} \cos\theta_日 \ \tau_\lambda(\theta_日)\tau_\lambda(\theta_s) r_{s\lambda} \tag{16.3.5}$$

式(16.3.5)从可见光遥感的过程出发，给出了可见光遥感方程，更全面的可见光遥感方程可根据多次散射模型分析得到。

16.3.2　可见光云图成像原理

若把可见光波段测到的反射辐射转换成图像就得到可见光云图。在具体实现过程中，首先将卫星上的仪器选择在可见光窗区。在大气遥感中，我们常将电磁波在大气中传输过程中较少被反射、吸收和散射，透射率很高的波段称为大气窗区。表 16.3 给出了大气窗区主要波段及透射率。

表 16.3　大气窗区主要波段及透射率(%)

大气窗区	波段	透射率
紫外可见光近红外	0.3～1.3 μm	70～90
近红外	1.5～2.8 μm	60～90
中红外	3.5～5.5 μm	60～70
远红外	8.0～14 μm	60～85
微波	0.8～2.5 cm	

在可见光区，可近似认为透过率为 1，即 $\tau_\lambda(\theta_日)=\tau_\lambda(\theta_s)=1$。其次，由于 $B_\lambda(\theta_日)$、$\omega_日$ 和 π 为常数，可见 $L_\lambda(\infty,\theta_s)$ 正比于 $r_{s\lambda}\cos\theta_日$。进一步，记太阳高度角 $h_日=90°-\theta_日$，则，$L_\lambda(\infty,\theta_s)$ 正比于 $r_{s\lambda}$，以及 $L_\lambda(\infty,\theta_s)$ 正比于 $h_日$。另外，卫星上探测器采用扫描的方式，改变 θ_s，即可获取反射的太阳辐射率。最后，通过图片处理，得到我们常见的可见光云图。在图像处理时，根据所接收到的辐射率定义图片色彩，反射率 $L_\lambda(\infty,\theta_s)$ 越大，定义颜色越白；反之，反射率 $L_\lambda(\infty,\theta_s)$ 越小，定义颜色越黑。

对于可见光云图，在使用时要注意几点：首先，如前所述，在 θ_s 一定的情况下，反射率越大，辐射率越大，颜色越白。因此，可见光云图反映的是地面或云面等的反射率，并可由此识别各种物体的特征。表 16.4 为一种可见光云图上主要目标物的色调定义。其次，由于 $r_{s\lambda}$ 与 λ 有关，对同一物体，不同波长，可见光云图上色调也不一样，这样可根据不同的波长对同一物体引起色调的差异，分辨物体的特征。如 AVHRR 通道 2 的 0.725～1.1 μm 波段云图上的水陆界限比通道 1 的 0.58～0.68 μm 波段上要清楚。这是因为水面的反射率随波长的加大而减小，而土壤的反射率却增加，这样对比差异加大，故通道 2 水陆反射率差异比通道 1 明显。此外，考虑到 $\theta_日$ 的影响，在图像处理时应根据 $\cos\theta_日$ 对图像作订正。图 16.14 为 1997 年 6 月 21 日我国风云二号气象卫星的第一幅可见光云图。

表 16.4　可见光云图上各目标的色调

色调	目标物
黑色	海洋、湖泊、大的河流
深灰色	陆地上大面积森林覆盖区、牧场、草地、耕地
灰色	陆地上晴天积云、塔里木沙漠、陆地上单独出现的卷云
灰白色	大陆上的中高云
白色	积雪、冰冻的湖泊和海洋、中等厚度的云(中云、积云和层积云)
浓白色	大块厚云、积雨云团

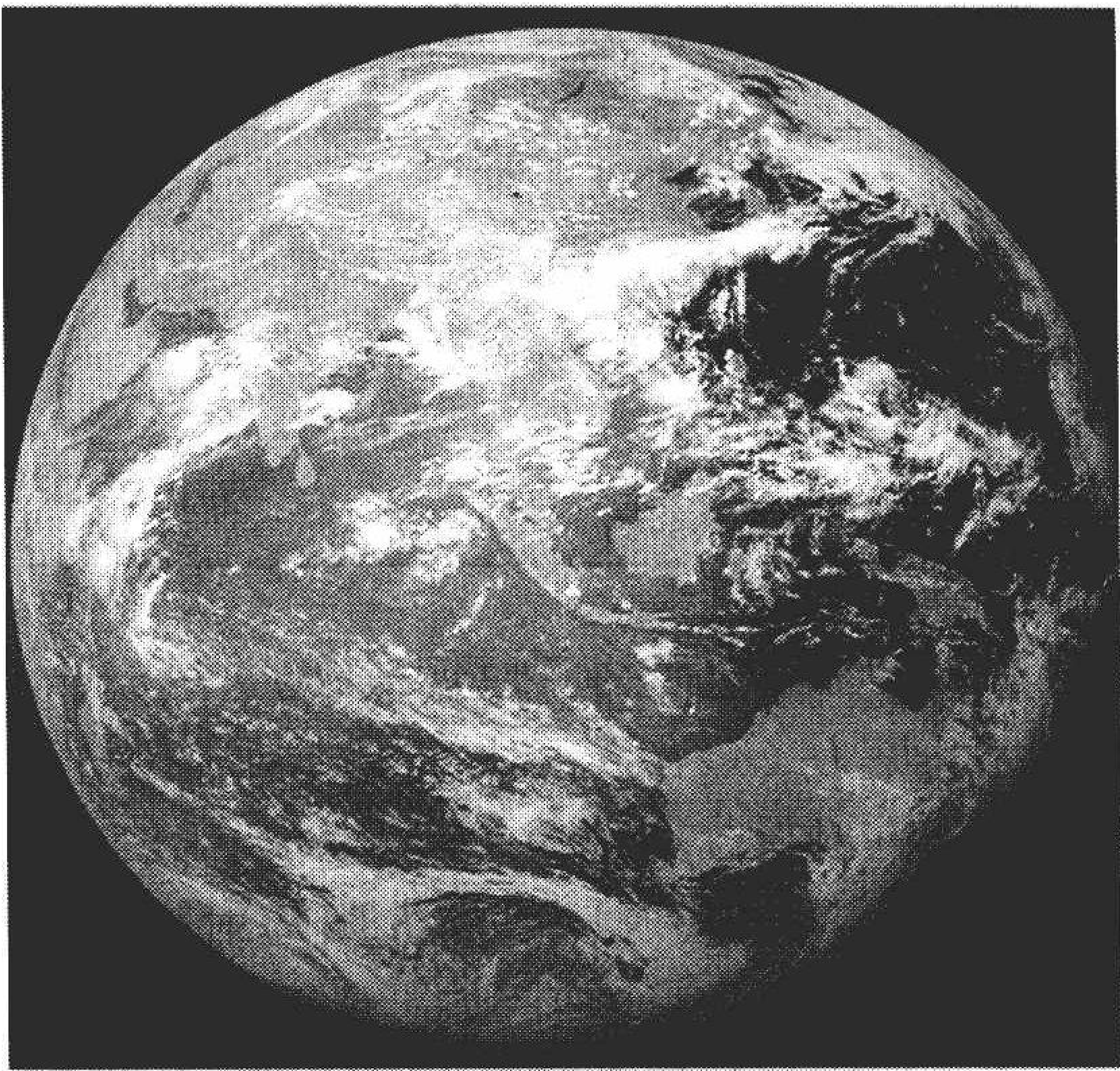


图 16.14　我国风云二号气象卫星的第一幅可见光云图
（国家卫星气象中心提供）

16.4　红外遥感

辐射温度大约是 300 K 的地球，其峰值在 10 μm 附近的红外区域内。因此，可通过红外波段遥感大气、地表和云的特性。目前，红外被动遥感主要用于获取昼夜红外云图、水汽图、晴空区海面温度、晴空区大气温度廓线、监测火情等。本节重点介绍红外云图的成像和红外反演晴空温度廓线原理。

16.4.1　大气、地表和云的红外辐射特性

大气是由气体分子和悬浮在气体分子中的尘埃、水滴和冰晶等固体和液体微粒构成。它们的大小尺度如表 16.5 所示。由于散射与粒子的尺度和辐射的波长有关，对红外波段，大气因散射的削弱是可以忽略不计的。当大气中气溶胶含大颗粒数目较多时，散射的影响变大，但此时吸收作用更大。因此，也可以不考虑散射的作用。

表 16.5　大气分子和气溶胶粒子尺度

名 称	大气分子	尘埃	雾滴	云滴	雨滴
半径(μm)	10^{-4}	$10^{-3}\sim10^{0}$	$10^{0}\sim10^{1}$	$10^{0}\sim10^{1}$	$10^{2}\sim10^{4}$

在大气各种气体成分的吸收光谱中，有一些强吸收区域，这些强吸收区域，称之为吸收带，如图 16.15 所示。在红外波段，二氧化碳（CO_2）在 15 μm、4.3 μm 有强的吸收带，在 10.4 μm、9.4 μm、5.2 μm、4.8 μm 等处吸收较弱。水汽（H_2O）在 6.3 μm、2.7 μm 有两个红外吸收带。臭氧（O_3）在 9.6 μm、14.0 μm、4.75 μm 有强烈吸收带。由于大气在这些气体成分中的某些波段具有强烈的吸收，按照基尔霍夫定律，在这些吸收带，这些气体应当强烈的辐射，这些辐射信息将成为遥感大气的物理基础。

在大气遥感中，常常以地表为背景，因此，研究地表辐射特性，对大气遥感也是非常重要的。在红外波段（如在 4～120 μm），地表辐射率几乎与波长和地表性质无关，其比辐射率在 0.9～1.0 之间，平均值约为 0.95。因此，在红外遥感中，常把地表作为黑体来处理。

在大气遥感中，云既是遥感的对象，又是地—气系统的中间界面，对大气遥感的影响非常重要。云的红外辐射特性与云滴的大小、含水量（云数密度）和云层的厚度等密切相关。对于低云而言，含水量大、云滴较大且云层较厚，其比辐射率在 0.9～1.0。对于高云而言，云层较稀薄、云滴小、含水量低，其比辐射率在 0.4～0.95。

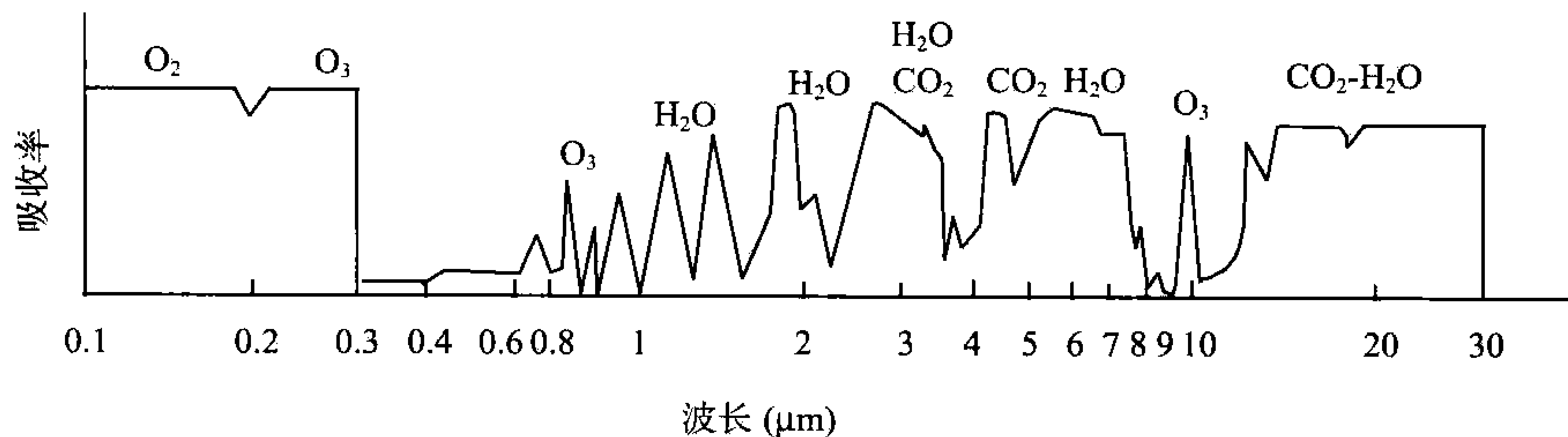


图 16.15　大气吸收谱

16.4.2　红外遥感方程

红外辐射在大气中传输，一方面要受到大气的削弱，另一方面大气本身也发射一定的红外辐射，传输过程不仅与辐射能的波长有关，而且与大气的成分和状态有关，辐射传输方程定量地给出了红外辐射传输的过程。

（1）物理过程

卫星接收到的辐射主要包括：云和地面发射的红外辐射，大气中各吸收气体发射辐射，地面和云面反射的大气向下的红外辐射，地面和云面反射的太阳辐射，以及大气对太阳辐射的散射辐射。

(2)红外遥感方程

在建立大气辐射传输过程的方程时，首先对实际大气作合理的简化，提出平行平面非散射大气模式作为实际大气的近似。即假定：①大气是水平均匀的分层介质。即所有的物理参数都只是高度的函数，并忽略地球曲率的影响，把地面看作平面。这样假定的原因是，一方面实际大气中温、湿、压的垂直变化大于水平变化约三个数量级，另一方面，在遥感中，仪器的瞬时视场与地球半径相比是很小的。②忽略散射削弱的作用。这是因为如前所说，大气对红外辐射的散射作用与吸收作用相比，通常小得多，因此，在这里可不考虑散射的作用。

取空间 M 点附近沿方向 $\boldsymbol{l}$ 上的单位截面($ds=1$)及长度为 dl 的小圆柱体如图16.16所示。根据比尔(Beer)的辐射纯吸收定律，当一束光谱辐射率为 L_v 的单色辐射在有吸收、无散射的介质中通过无穷小的距离 ds 后，辐射率 L_v 的改变量为 $-dL_v$，它与吸收气体的含量 ρds 和入射辐射率 L_v 成比例。因此，小柱体的吸收辐射为

$$dL_v^{(1)}(\boldsymbol{l}) = -k_v(\boldsymbol{l})L_v(\boldsymbol{l})\rho ds dl \tag{16.4.1}$$

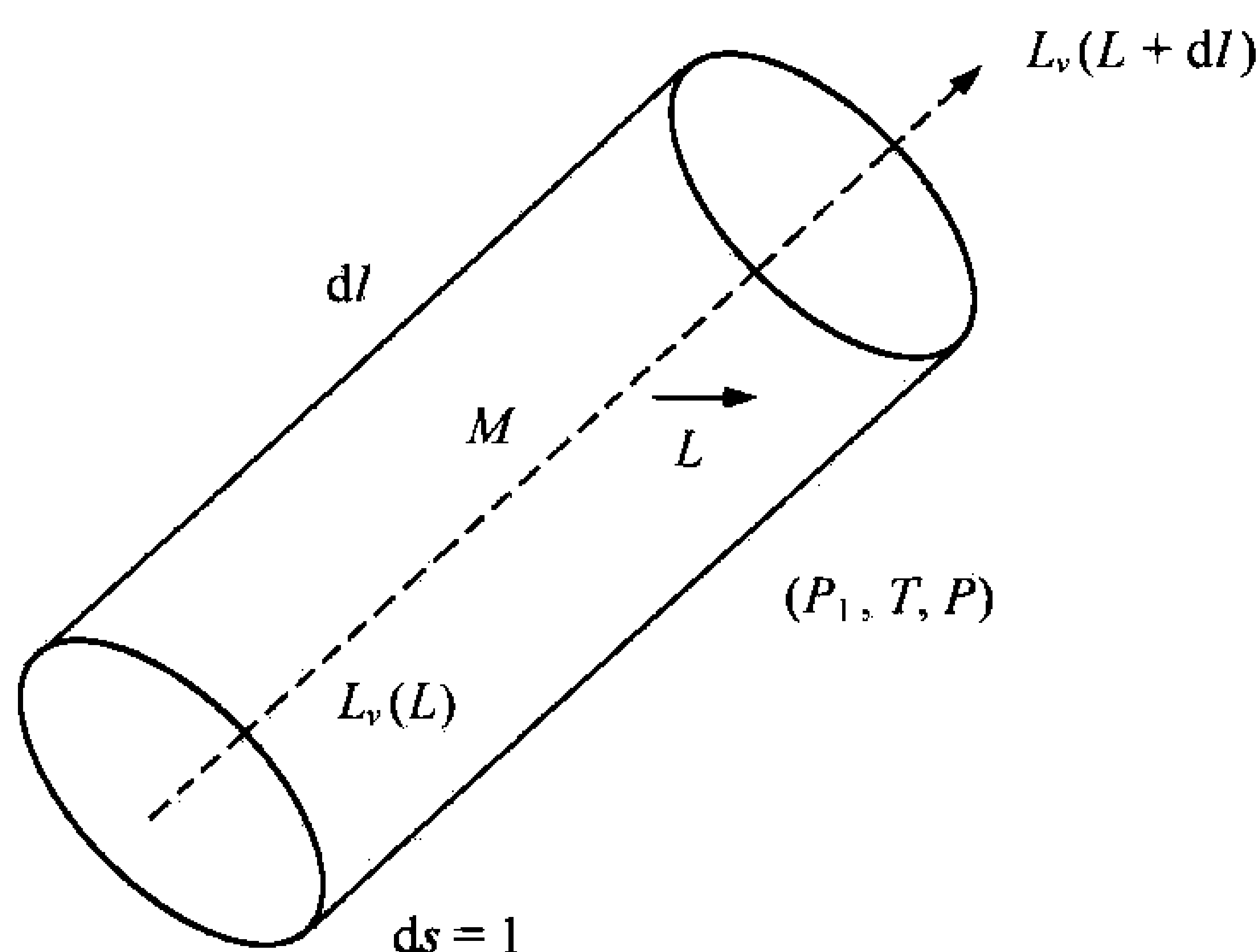


图 16.16 空气柱中的辐射传输

取 $ds=1$，设 $\boldsymbol{l}$ 一方面代表辐射方向，另一方面代表沿该方向的几何位置，则

$$dL_v^{(1)}(\boldsymbol{l}) = -k_v(\boldsymbol{l})L_v(\boldsymbol{l})\rho dl \tag{16.4.2}$$

式中 ρ 是吸收气体的密度，k_v 为吸收气体光谱质量吸收系数，单位为 $cm^2 \cdot g^{-1}$，下标 v 表示对波数为 v 的物理参数。

同样，体积元沿 $\boldsymbol{l}$ 方向的发射辐射亦与质量 $\rho ds dl$ 成正比，故由小柱体的发射辐射

$$dL_v^{(2)}(\boldsymbol{l}) = J_v(\boldsymbol{l})\rho dl \tag{16.4.3}$$

式中 $J_v(l)$ 为发射系数，即单位质量发射的辐射率。在局地热力平衡条件下，运用基尔霍夫定律

$$J_v(l) = k_v(l)B_v(T) \tag{16.4.4}$$

式中 $B_v(T)$ 是温度为 T 的普朗克函数。由此，总的辐射率改变量为

$$\mathrm{d}L_v(l) = L_v(l+\mathrm{d}l) - L_v(l) = \mathrm{d}L_v^{(1)}(l) + \mathrm{d}L_v^{(2)}(l) \tag{16.4.5}$$

将(16.4.2)式、(16.4.3)式、(16.4.4)式代入(16.4.5)式，化简得

$$\mathrm{d}L_v(l) = [-L_v(l) + B_v(T)]k_v(l)\rho\mathrm{d}l \tag{16.4.6}$$

对于(x,y,z)坐标，设 l 与 z 轴的夹角为 θ，由 $\mathrm{d}l=\cos\theta\mathrm{d}z$，(16.4.6)式为

$$\mathrm{d}L_v(z,\theta) = [-L_v(z,\theta) + B_v(T)]k_v(z)\rho\sec\theta\,\mathrm{d}z \tag{16.4.7}$$

定义透过率函数 $\tau_v(z,\theta) = \exp\left\{-\sec\theta\int_z^{\infty}\rho k_v(z)\mathrm{d}z\right\}$，求导得到

$$\frac{\partial\tau_v(z,\theta)}{\partial z} = \rho\,k_v(z)\tau_v(z,\theta)\sec\theta \tag{16.4.8}$$

(16.4.8)式代入(16.4.7)式得

$$\mathrm{d}L_v(z,\theta) = [-L_v(z,\theta) + B_v(T)]\frac{\mathrm{d}\tau_v(z,\theta)}{\tau_v(z,\theta)} \tag{16.4.9}$$

(16.4.9)式简写为 $\tau\,\mathrm{d}L=[-L\mathrm{d}\tau+B\mathrm{d}\tau]$ 或 $\tau\mathrm{d}L+L\mathrm{d}\tau=B\mathrm{d}\tau$，则

$$\mathrm{d}(L\tau) = Bd\tau \tag{16.4.10}$$

对(16.4.10)式由 $0\rightarrow\infty$ 积分

$$L_v(\infty,\theta) - L_v(0,\theta)\tau_v(0,\theta) = \int_0^{\infty}B_v(T)\,\frac{\partial\tau_v(z,\theta)}{\partial z}\mathrm{d}z \tag{16.4.11}$$

对于地表辐射率 $L_v(0,\theta)$，它由三部分组成，包括地表自身发出的辐射 $L_v^{(1)}(0,\theta)$、地表对来自大气各个方向的向下辐射的反射 $L_v^{(2)}(0,\theta)$、还有白天地表对太阳辐射的反射 $L_v^{(3)}(0,\theta)$。地表面可以看作漫射面，即辐射率 $L_v(0,\theta)$ 与 θ 无关。设表面温度为 T_s，地表对入射辐射的吸收系数为 k_{rs}，由基尔霍夫定律，地表面自身发射的辐射率 $L_v^{(1)}(0,\theta)$ 为

$$L_v^{(1)}(0,\theta) = k_{rs}B_v(T_s) \tag{16.4.12}$$

(16.4.12)式对充满云的视场，设云顶高为 z_s，只需把云顶看作表面，k_{rs} 和 T_s 即为云顶的吸收系数和表面温度。

地表对于红外辐射的吸收率接近 1，故其反射率近似为 0。所以，我们可将反射的大气辐射 $L_v^{(2)}(0,\theta)$ 和反射的太阳辐射 $L_v^{(3)}(0,\theta)$ 忽略。

所以红外遥感方程为

$$L_v(\infty,\theta) = k_{vs}B_v(T_s)\tau_v(0,\theta) + \int_0^{\infty} B_v(T)\frac{\partial\tau_v(0,\theta)}{\partial z}\mathrm{d}z \qquad (16.4.13)$$

(16.4.13)式表示到达卫星的红外辐射 $L_v(\infty,\theta)$ 由两部分组成：①地面（云面）辐射项：从地面或云面发射的红外辐射透过整层大气进入卫星的红外辐射；②大气辐射项：地面到大气顶，整层大气发射的红外辐射透过整层大气进入卫星的红外辐射。

16.4.3 红外云图成像原理

依据红外遥感方程，选择红外窗区，经处理就可得到红外云图。首先由于卫星观测仪器测量通道选择在红外大气窗区，此时，透过率 $\tau_v(0,\theta)=\tau_v(z,\theta)=1$，因而 $\frac{\partial\tau_v(z,\theta)}{\partial z}=0$，故红外遥感方程为

$$L_v(\infty,\theta) = k_{vs}B_v(T_s) \qquad (16.4.14)$$

其次，对红外波段而言，云、地表面可看作黑体，故 $k_{vs}\approx 1$，此时，$L_v(\infty,\theta)=B_v(T_s)$，因此，采取扫描方式即可获取 $L_v(\infty,\theta)$。卫星在红外波段接收到的辐射可以写为

$$L_v(\infty,\theta) = \int_{v_1}^{v_2} L_v(\infty,\theta)\mathrm{d}v = \int_{v_1}^{v_2} B_v(T_s)\mathrm{d}v \qquad (16.4.15)$$

或以辐射通量表示为

$$\Phi(\theta_{\mathrm{sat}}) = \int_{v_1}^{v_2} B_v(T_s)\cos\theta\Delta\Omega\Delta S\mathrm{d}v \qquad (16.4.16)$$

式中 $\Delta\Omega$ 是卫星遥感器观测立体角，ΔS 是卫星观测地表面积。

需指出的是，上述过程是将红外波段的云和地表近似地作为黑体处理。实际上，云和地表不是真正的黑体，由于所有实际目标物的比辐射率都小于 1，以及大气对云和地表辐射的吸收，因此，由卫星接收到的辐射推算出的温度比实际目标物的温度要小。

对于实际情况，卫星观测的辐射可写为

$$L_v(\infty,\theta) = B(T_{bb}) \qquad (16.4.17)$$

式中 T_{bb} 称为亮度温度，即指将卫星观测到的辐射看成是普朗克黑体辐射，并据此

算出的温度称为亮度温度，简称亮温。这样，由卫星测量的云、地表面红外辐射值 $L(\infty,\theta)$，即可获得云、地表面的温度。且 $L(\infty,\theta)$ 越大，T_s 就越大，$L(\infty,\theta)$ 越小，T_s 则越小。由普朗克定律，知

$$T_{bb}=hcv\left[k\ln\left(\frac{2hc^2v^3}{L_v(\infty,\theta)}+1\right)\right]^{-1} \tag{16.4.18}$$

实际的表面温度与亮度温度之间的关系为

$$T_s=T_{bb}+\Delta T \tag{16.4.19}$$

根据卫星观测表明，由卫星观测值按普朗克定律算出的亮温，需加 5～10 K 才等于实际温度。

最后在图像处理方面，由于红外云图是利用卫星上的仪器，接收来自地—气系统的红外辐射而形成的图片，它实质上是用于反映地表和云面等的温度分布。因此，在红外云图色调处理上，通常温度越高，颜色越黑；温度越低，颜色越白。由于云越高，云顶温度低，因而色调越白；反之，云越低，云顶温度高，色调越黑。图 16.17 是我国风云二号气象卫星的红外云图。

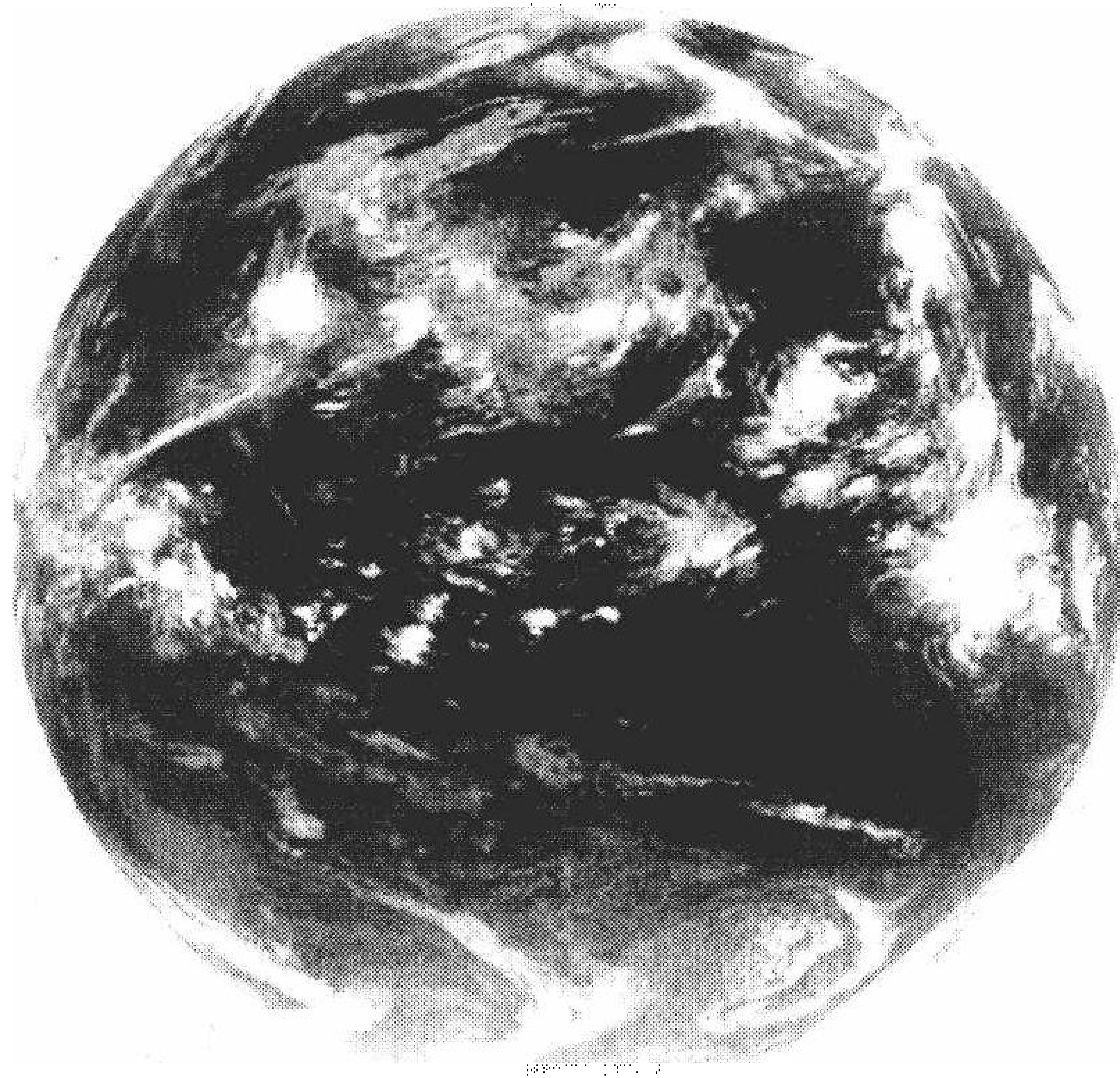


图 16.17　我国风云二号气象卫星红外云图

对比可见光云图和红外云图，我们可知，可见光云图上物像的色调决定于其反照率和太阳高度角，红外云图上物像的色调决定于它的温度。比较这两种云图，可发现有许多相似性，也有很多显著差异。表 16.6 给出了这两种云图上云和地表色

调的特征比较。当然，表中各物像所对应的色调，只是概念性的，由于决定物像的因素很多，实际工作中仅按表中所示的色调判别是不够的。图 16.18 为同时刻可见光云图和红外云图。

表 16.6　可见光云图与红外云图的比较

<table>
<tr><td rowspan="6">红外云图</td><td>黑</td><td colspan="2">太阳耀斑</td><td>夏季沙漠(白)</td><td>干土壤</td><td>暖湿地</td><td>暖海洋</td></tr>
<tr><td>深灰</td><td></td><td rowspan="3">层积云</td><td>沙漠(白)</td><td>晴天积云
沙漠(夜间)</td><td>湿土壤</td><td></td></tr>
<tr><td>灰</td><td>层云(厚)
雾(厚)</td><td>晴天积云
卷层云(薄)</td><td>纤维状卷云</td><td>青藏高原</td><td>高山森林</td></tr>
<tr><td>淡灰</td><td>高层云(厚)
浓积云</td><td>纤维状卷云</td><td>高层高积云(薄)</td><td></td><td>冷海洋</td></tr>
<tr><td>白</td><td colspan="2">密卷云，多层云
积雨云，卷云砧
高山积雪，极地冰雪</td><td>单独厚卷云
卷层云</td><td>卷云
消失中的卷云砧</td><td>单独薄卷云</td><td>宇宙空间</td></tr>
<tr><td></td><td colspan="2">白</td><td>淡灰</td><td>灰</td><td>深灰</td><td>黑</td></tr>
<tr><td></td><td colspan="7">可见光云图</td></tr>
</table>

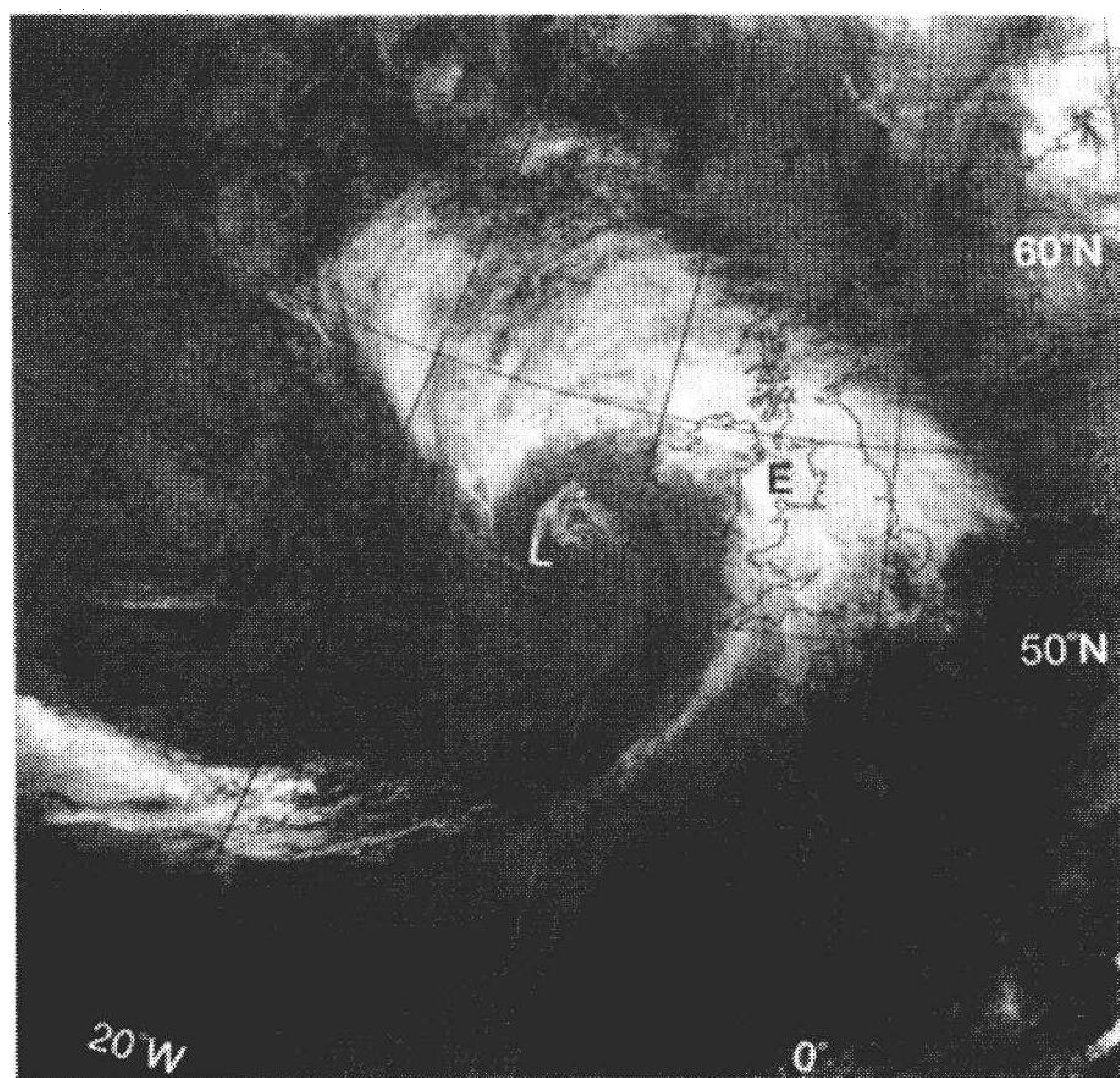


图 16.18(a)　1986 年 8 月 1 日 1455 时(UTC)的红外图像

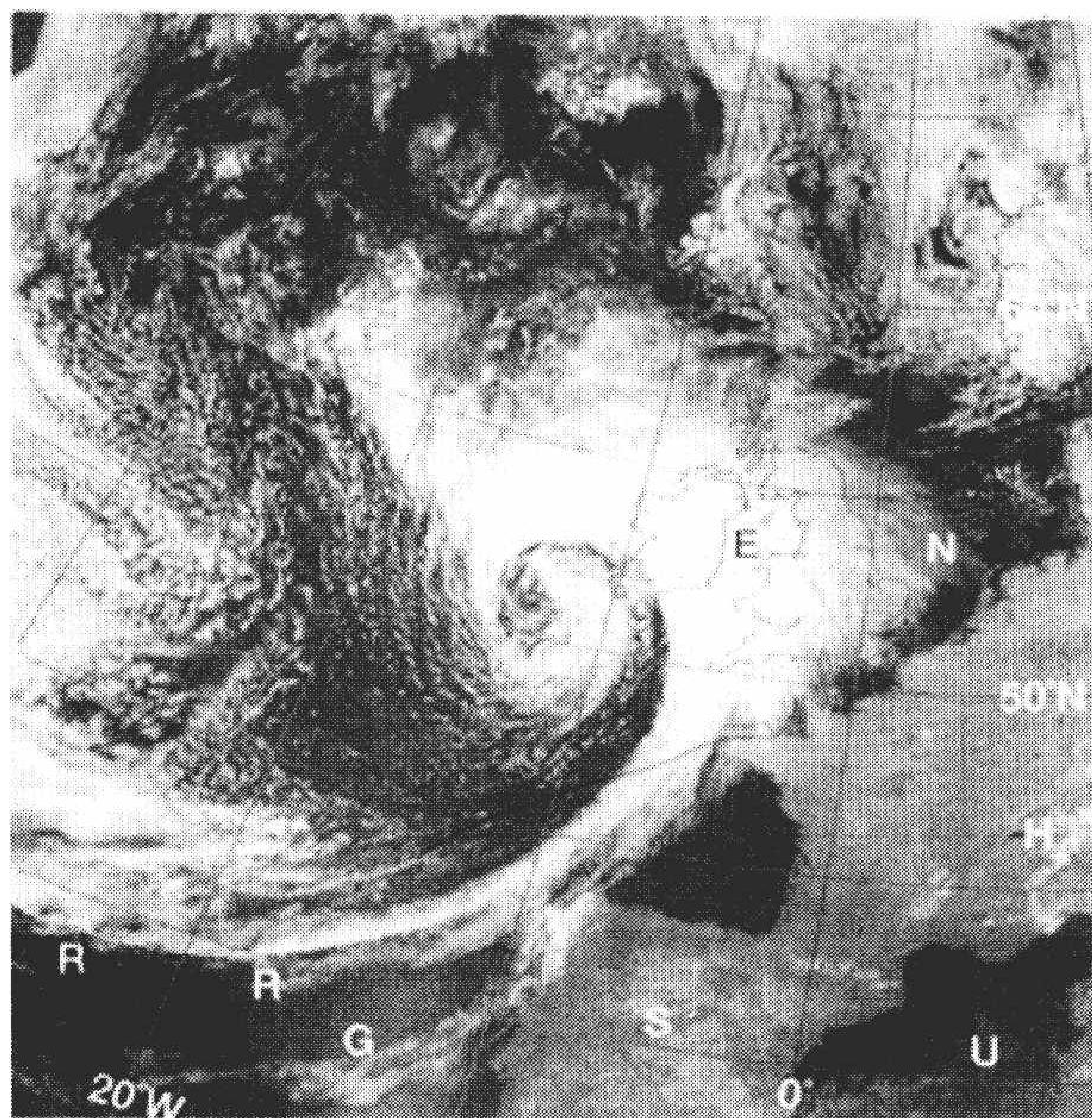


图 16.18(b)　1986 年 8 月 1 日 1455 时(UTC)的可见光图像

16.4.4　红外遥感晴空大气温度廓线

电磁辐射与大气中的气体相互作用将产生包含有大气温度、成分等信息，根据这种信息能提取大气的温度、成分和其他大气参数。如果 T 和 S 分别表示大气目标的特性和信息，则有

$$S = F(T)$$

式中 F 表示了目标特性 T 和信息 S 间的关系，由信息 S 求目标特性 T 可写为

$$T = F^{-1}(S)$$

式中 F^{-1} 为 F 的反函数。由信息 S 求取目标特性 T 称之为遥感反演。在遥感中的重要问题是解的存在性、唯一性和稳定性以及求解方法的有关数学问题。由于大气中包含有许多未知参数，而这些参数的各种组合会产生相同的辐射信息，这对解的唯一性、稳定性和求解方法产生一定的影响和困难。

(1)大气温度廓线可遥感性的直观分析

如 16.19(a)图中所示，选取三个波长 $\lambda_1,\lambda_2,\lambda_3$(或波数 v_1,v_2,v_3)测量大气发射的辐射 $B(\lambda_1),B(\lambda_2),B(\lambda_3)$。如果卫星测量某一波长的辐射仅与某一高度上发

射的辐射有关，与其他高度上的辐射无关，就得图 16.19(b)所示波长与高度间存在的一一对应的关系，即波长仅与某高度上的辐射有关，也就是卫星在某一波长上测量的辐射来自于某一高度上；由这一高度的辐射，按普朗克公式，就能求得这高度上的温度，也就可以得到图 16.19(c)上高度与温度间的一一对应的关系，这就说明如果合理选取若干波长获取相应辐射，就可以得到若干不同高度上的温度。

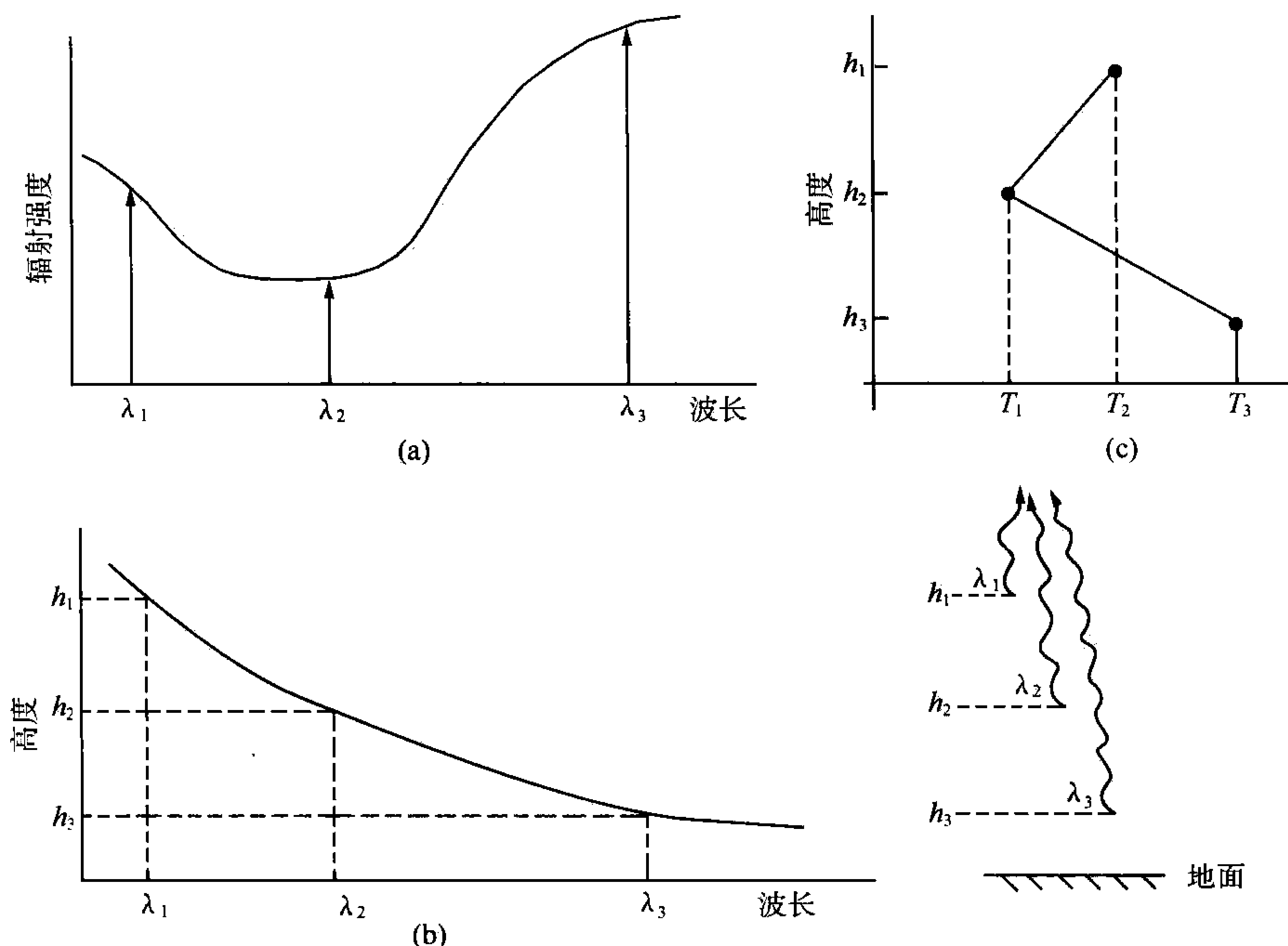


图 16.19　卫星遥感大气温度原理

(a)卫星测量辐射随波长的变化；(b)卫星测量波长与高度的关系；(c)温度廓线为高度的函数

(2)由红外遥感方程分析大气温度廓线的可遥感性

在红外波段，如(16.4.13)式所给出的，卫星测量地球大气发射的辐射可写为

$$L_v(\infty,\theta) = k_{vs}B_v(T_s)\tau_{vs}(\theta) + \int_{p_s}^{0} B_v[(T(p)]\frac{\partial \tau_v(p,\theta)}{\partial p}\mathrm{d}p \quad (16.4.20)$$

式中 $L_v(\theta)$ 是卫星测量的辐射，右边第一项 $k_{vs}B_v(T_s)\tau_{vs}(\theta)$ 是卫星测量到的地面发射的红外辐射，第二项 $\int_{p_s}^{0} B_v[(T(p)]\frac{\partial \tau_v(p,\theta)}{\partial p}\mathrm{d}p$ 是卫星测量到的大气辐射。从卫星遥感大气温度的目的出发，下面根据方程(16.4.20)式，分析卫星遥感大气温度廓线的可能性。

①方程式(16.4.20)式左边 $L_v(\theta)$ 是卫星测量值，它与卫星的天顶角、卫星仪

器所使用的波长有关。

②对于(16.4.20)式右边第一项 $k_{vs}B_v(T_s)\tau_{vs}(\theta)$，如果选取大气窗波段，大气的透过率为 $\tau_{vs}(\theta)=1$，则(16.4.20)式右边第二项为 0，卫星测值 $L_v(\theta)$ 取决于地面辐射 $k_{vs}B_v(T_s)$，也就是卫星仪器采用大气窗区可以确定地面辐射 $k_{vs}B_v(T_s)$。

③(16.4.20)式右边第二项是大气辐射项。可见，在给定方向 θ，由 dp 气层内到达卫星的辐射等于该高度上温度的普朗克辐射与透过率随高度变化的乘积。其中，$B_v[T(p)]$ 取决于波数 v 和气压 p 高度上的温度 $T(p)$。但由于当波长间隔很小时，$B_v[T(p)]$ 随波数的变化很小，这时可以用某一中心波数的辐射值代替。所以，对给定的很小波长间隔，$B_v[T(p)]$ 仅与温度有关，并表示大气温度的垂直分布，这是所要求获取的量。

④$\frac{\partial\tau_v(p,\theta)}{\partial p}$ 表示透过率 $\tau_v(p,\theta)$ 随高度(气压)的变化。我们已知透过率表示为

$$\tau_v(p,\theta) = \exp\left[-\frac{\sec\theta}{g}\int_0^{p_s} k_v(p)q(p)\mathrm{d}p\right] \tag{16.4.21}$$

则透过率随高度的变化 $\frac{\partial\tau_v(p,\theta)}{\partial p}$ 写为

$$\frac{\partial\tau_v(p,\theta)}{\partial p} = -\frac{\sec\theta}{g}q(p)k_v(p)\exp\left[-\frac{\sec\theta}{g}\int_0^{p_s} k_v(p)q(p)\mathrm{d}p\right] \tag{16.4.22}$$

从(16.4.22)式中可以看出，$\frac{\partial\tau_v(p,\theta)}{\partial p}$ 取决于气体的吸收系数 $k_v(p)$ 和比湿 $q(p)$。

对于比湿 $q(p)$，如果选择像 CO_2 混合比近似为常数的吸收气体，则 $q(p)$ 是已知的。$k_v(p)$ 可根据大气吸收理论(Lorentz)，由下面公式计算

$$k_v(p) = \frac{S_v(p)}{\pi}\frac{\alpha_L(p)}{(v-v_0)^2+\alpha_L^2(p)} \tag{16.4.23}$$

式中 v_0 是理想单色谱线的波数，$\alpha_L^2(p)$ 是二分之一极大值处谱线的半宽，它是气压的函数，也是温度的函数。吸收谱线的 Lorentz 线型是大气红外辐射传输的理论基础。吸收谱线是描述一条谱线的吸收系数随波数(或波长、频率)变化的函数。

这样，透过率就是已知的，进而其随高度的变化也就是已知的。

从以上分析看出，依据红外遥感方程，选择混合比为常数的吸收气体，及其若干窄的吸收波段，进行测量，就能求解大气温度的垂直分布。

实际上，如果选用 15 μm CO_2 吸收带的若干窄波段作为观测通道，则卫星测量的辐射 $L_v(\theta)$ 仅取决于大气辐射 $B_v[T(p)]$，也就是说，根据卫星测值 $L_v(\theta)$，可

以推算大气的温度廓线 $T(p)$。

(3)透过率、权重函数和有效辐射层

透过率 $\tau_v(p,\theta)$是波数和大气压(高度)的函数,对于不同波段的吸收带,透过率随高度的分布也不同,图 16.20 给出了 CO_2 的 8 个波段的透过率与气压高度的关系,将图中的各条曲线对气压求导,就得图 16.21 所示 CO_2 透过率随高度的变化$\frac{\partial\tau_v(p,\theta)}{\partial p}$曲线。从两幅图中可见,不同波长的大气透过率随高度的变化不同,对应的权重函数也不同。在给定的高度,透过率大的波长(或波数)对应的大气低层权重大。对于透过率强(吸收弱)的波长 $\lambda_1=11.23$(波数 $v_1/\lambda_1=899.0\ \text{cm}^{-1}$),大气低层的权重大;对于透过率弱(吸收强)的波长 $\lambda_8=14.95\ \mu\text{m}$(波数 $v_8=1/\lambda_8=668.7\ \text{cm}^{-1}$),大气高层的权重大。

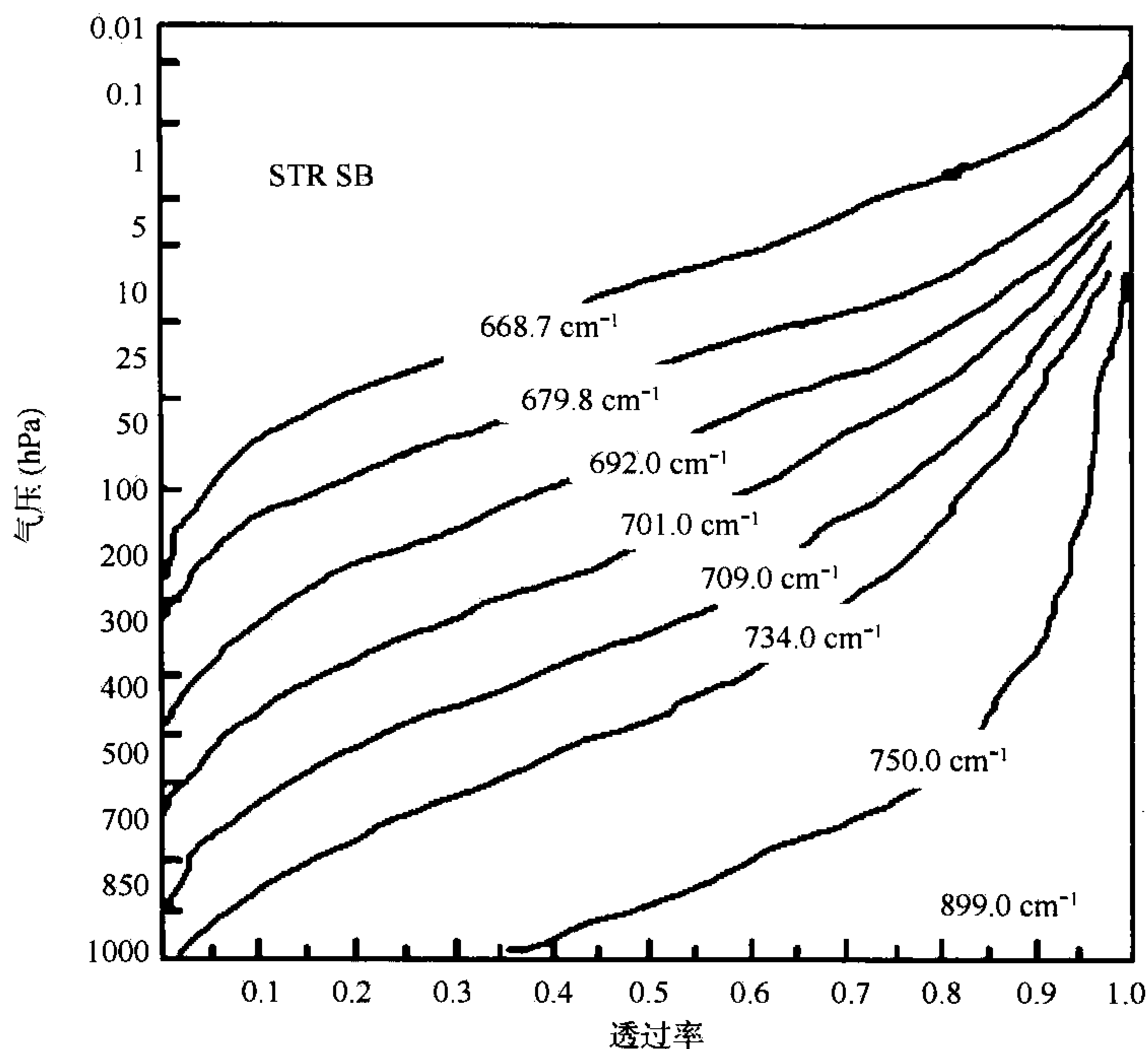


图 16.20 CO_2 的 8 个波段的透过率与气压高度的关系

从(16.4.20)式看到,由某高度大气发出并到达卫星的辐射是该高度大气辐射 $B_v[T(p)]$与$\frac{\partial\tau_v(p,\theta)}{\partial p}$的乘积,因此对于一定的 $B_v[T(p)]$,$\frac{\partial\tau_v(p,\theta)}{\partial p}$起着加权作用,所以把$\frac{\partial\tau_v(p,\theta)}{\partial p}$称为权重函数,其值表示了卫星仪器接收某高度上大气发射辐

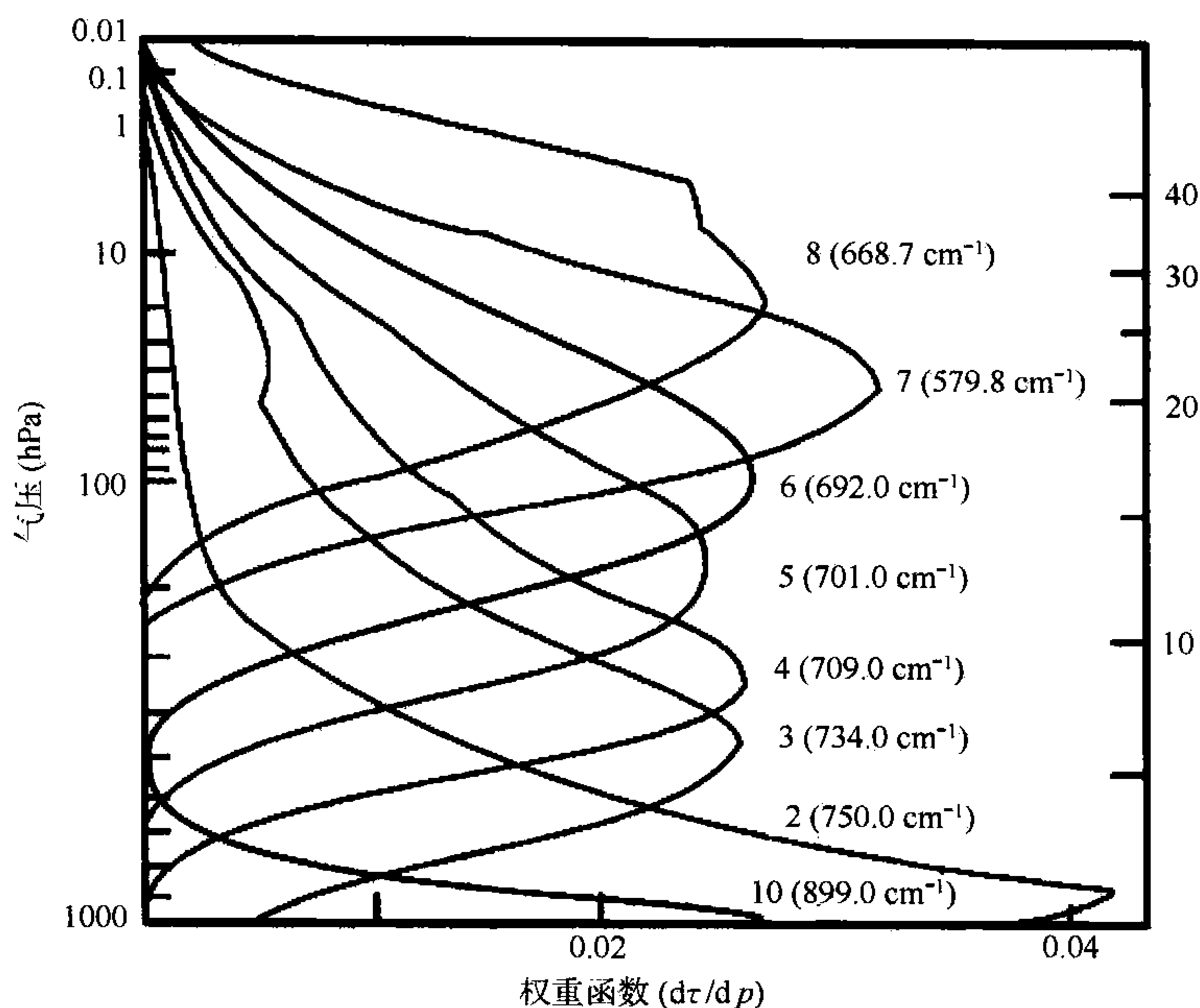


图 16.21　CO_2 的权重函数

射的比例大小。对于厚度 dp 的气层发出到达卫星的辐射为

$$\psi \mathrm{d}p = B_v[T(p)]\frac{\partial \tau_v(p,\theta)}{\partial p}\mathrm{d}p \tag{16.4.24}$$

式中 $\psi = B_v[T(p)]\dfrac{\partial \tau_v(p,\theta)}{\partial p}$是贡献函数。所以在到达卫星的总的辐射中，对于弱吸收带，主要来自于大气低层，由此得到的温度主要代表大气低层的温度；而对于强吸收带，测量的辐射主要来自于大气高层，所表示的温度是大气高层的温度。由于某一波长对应的权重函数有一定的宽度，所以卫星测量的辐射来自某一气层，这气层称有效辐射层。

(4)从地球大气辐射光谱看大气温度的可遥感性

根据基尔霍夫定律，强吸收体一定是强发射体，即物体如果吸收某波长的辐射，也一定发射该波长的辐射，这是大气各种成分的吸收和发射所具有的一个基本性质。在这里需指出的另一个基本性质是大气成分吸收和发射辐射所具有的选择性，即大气成分的吸收系数随波长不同而改变。图 16.22 是雨云 4 号卫星上红外干涉分光仪(IRISD)测量到的地球大气辐射光谱，其中虚线表示不同温度下的黑体辐射率。图中可见，波数范围 850～950 cm^{-1}大气窗区测得的温度是地表温度。

如撒哈拉是 320 K，地中海是 280 K，南极是 220 K。而在 600～800 cm^{-1} 的 15 μm 为中心的带内，CO_2 强烈地吸收热红外辐射，遥感测量的是对流层顶到平流层的温度。在 CO_2 吸收带两翼，由于透过率较大，辐射来自于大气低层，由此表示的温度是大气低层的。因此，我们可以通过选取适当波数范围，使该通道内只有一种强吸收气体（其他气体吸收可忽略），利用由此简化的红外遥感方程，遥感特定高度的温度。

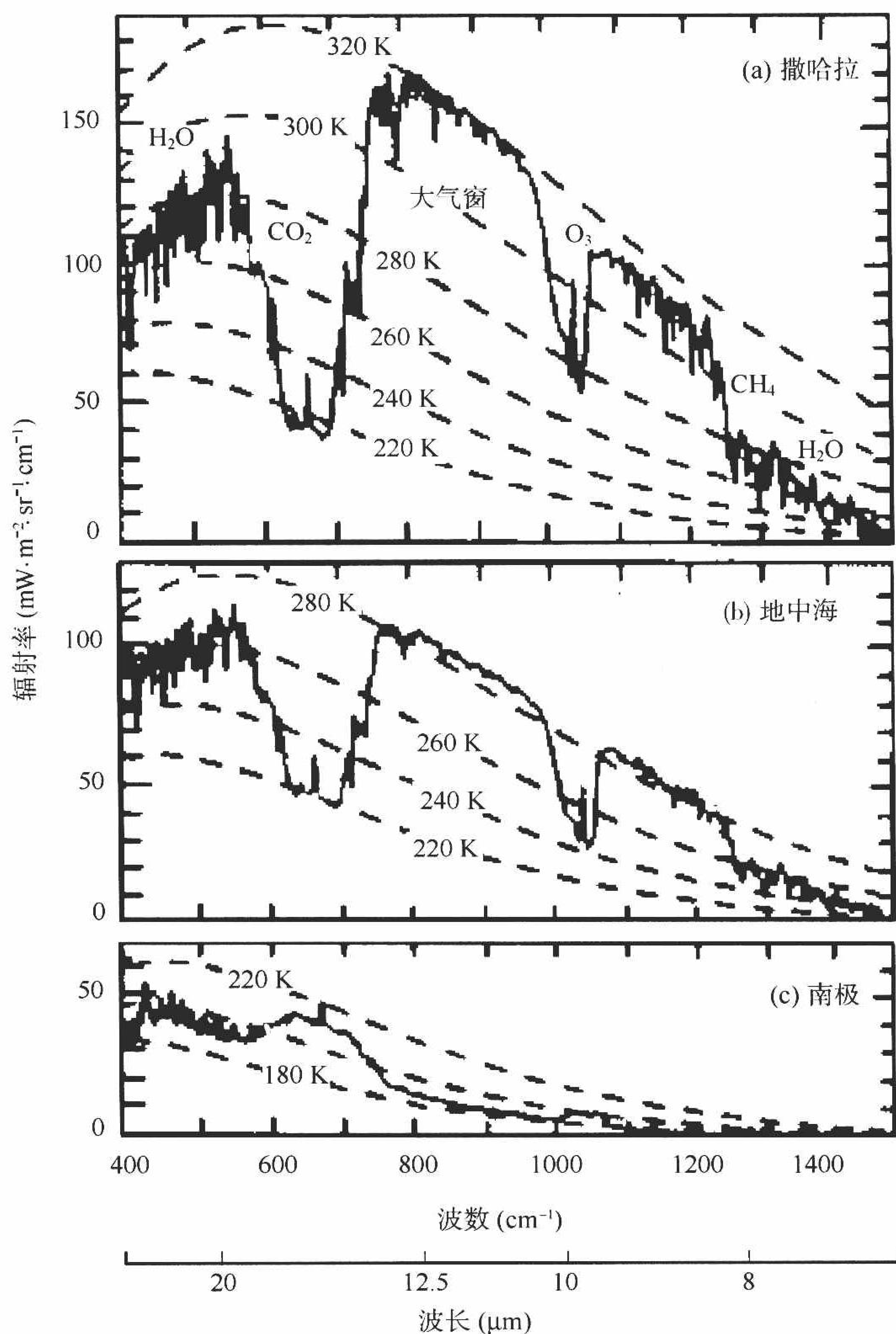


图 16.22　由 Nimbus-4 卫星 IRISD 探测的热红外光谱

（引自 Rao P. K，1990；许健民等译，1994）

(5)卫星观测通道的选取

由卫星遥感大气温度廓线，观测的发射源必须是含量丰富、分布均匀的已知气体，否则无法由卫星测量确定大气的温度。在大约 100 km 高度以下的地球大气中，有两种气体分布均匀、含量丰富，且在易于测量的光谱区有发射带。一种是具有红外振转带、混合比为 0.003 的 CO_2 吸收气体；另一种是具有微波自旋—转动带、混合比为 0.21 的大气主要成分 O_2。对于这两种气体，可用于大气测温的有 CO_2 的 4.3 μm、15 μm 和 O_2 的 5 mm 三个吸收带。表 16.7 给出了这三个谱带的主要特性。从表可见，如果仅从能量考虑，CO_2 的 15 μm 比其他两个谱段都要好；从温度灵敏度看，CO_2 的 4.3 μm 感应暖大气目标最好，但是感应冷大气目标不如 CO_2 的 15 μm 带。CO_2 的 4.3 μm、15 μm 感应大气温度都要比 O_2 的 5 mm 带要好，但是当大气中有云时，O_2 的 5 mm 带占有绝对优势。

表 16.7　CO_2 的 4.3 μm、15 μm、O_2 的 5 mm 三个光谱区探测特性比较

谱带	能量（相对普朗克辐射强度）		温度灵敏度（相对探测器噪声）		云的透过率	
	200 K	300 K	200 K	300 K	水云	冰云
4.3 μm CO_2	1.25	200	1	20	0.06	0.01
15 μm CO_2	5000	15000	10	6	0.01	0.01
5 mm O_2	1	1	4	1	0.96	0.9998

(6)卫星遥感大气温度应具备的条件

为探测大气垂直温度廓线，归结起来应满足的条件包括：在大气中选用的发射辐射的气体的混合比是常定的，对于所选定的波段内卫星接收到的辐射主要取决于大气的垂直温度分布；所选取的某种吸收气体的吸收带应尽可能与其他气体吸收带不互相重叠；必须满足局地热力平衡，否则由辐射传输方程式反演的 $T(p)$ 就没有实际意义；所选用的波长范围内，散射辐射很小，可以忽略不计。

(7)大气温度廓线遥感方程

若将(16.4.20)式中的卫星测值与地面辐射项合并，且设

$$K(v,p)=-\frac{\partial\tau_v(p,\theta)}{\partial p}$$

则有

$$R_v=\int_{p_s}^{0}B_v[T(p)]\frac{\partial\tau_v(p,\theta)}{\partial p}\mathrm{d}p=\int_{p_s}^{0}B_v[T(p)]K(v,p)\mathrm{d}p \quad (16.4.25)$$

式中 $R_v=L_v-\varepsilon_{vs}B_v(T_s)\tau_{vs}$，由于 $B_v[T(p)]$ 在所采用的谱段内随波数变化很小，

故其与波数无关，仅与气温 $T(p)$有关；同时假定透过率与气温无关，这时作变换：$v\to x, p\to y$ 和 $B_v[T(p)]\to f(y)$，则(16.4.25)式可以写成

$$R_v = \int_a^b K(x,y) f(y) \mathrm{d}y \tag{16.4.26}$$

(16.4.26)式就是著名的第一类弗雷德霍姆积分方程式(Fredholm integral equation of the first kind)。其中$K(x,y)$是核函数，因此卫星观测反演大气温度廓线就归结为求解第一类弗雷德霍姆积分方程式。

第一类弗雷德霍姆积分方程并非总是有解的，其解的存在性、唯一性和稳定性决定于核函数 $K(x,y)$的特性。从下面三个例子中可看出。

例 1 当核函数 $K(x,y)$等于常数时，即

$$K(x,y) = K_0 \tag{16.4.27}$$

式中 K_0 是一常数，将(16.4.27)式代入(16.4.26))式，则得到

$$R(x) = K_0 \int_a^b f(y) \mathrm{d}y \tag{16.4.28}$$

从(16.4.28)式看出，可以选取无数个 $f(y)$使(16.4.26)式得到满足，这就是由卫星测值 $R(x)$无法得到唯一的解 $f(y)$分布的原因。

例 2 当核函数 $K(x,y)$为 δ 函数，即为

$$K(x,y) = K_0 \delta(y - y_0) \tag{16.4.29}$$

则将(16.4.29)式代入(16.4.26)式，得

$$R(x) = K_0 f(y_0) \tag{16.4.30}$$

即得到唯一稳定的解

$$f(y_0) = \frac{R(x)}{K_0} \tag{16.4.31}$$

上面说明，要得到唯一稳定的解，要求核函数 $K(x,y)$为 δ 函数，也就是要求卫星探测大气温度时使用的权重函数的峰越尖越好。

例 3 第一类弗雷德霍姆积分方程式的不稳定性

如果卫星仪器存在测量误差 $\varepsilon(x)$，则(16.4.26)式写为

$$R(x) + \varepsilon(x) = \int_a^b K(x,y) f(y) \mathrm{d}y \tag{16.4.32}$$

为了说明 $f(y)$的不稳定性是由卫星测量误差 $\varepsilon(x)$引起的，由黎曼-勒贝格定

理:对于任一给定的 x,如果 $K(x,y)$是 y 的绝对可积函数,则对任意大的 C,当 $n\to\infty$时有

$$h_n(x) = \int_a^b K(x,y)C\cos(ny)\mathrm{d}y \to 0 \tag{16.4.33}$$

据此,对任意小的 $\varepsilon(x)$,总可以找到一个足够大的 n_0,使得 $h_{n0}=\varepsilon(x)$,所以有

$$f(y) = f(\hat{y}) + C\cos(n_0 y) \tag{16.4.34}$$

也就是(16.4.32)式的解。由于 C 可以是任意大,故测量中存有小的误差 $\varepsilon(x)$,可以使得 $f(y)$产生很大的改变,也就是解的不稳定性。

因此,求解第一类弗雷德霍姆积分方程式能否成功主要取决于 $R(X)$的准确度,以及 $K(x,y)$的形状。相应地由卫星遥感大气温度廓线时,应使星载遥感器的测量误差尽可能地小,同时,选用的权重函数的峰尽可能地尖,这样才能得到合理解。

红外谱段遥感大气温度,其权重函数的计算实际就是计算 CO_2 吸收气体的透过率。在已知谱线半宽度、线强和谱线位置等 CO_2 的红外吸收参数,以及确定了使用的光谱间隔和仪器的响应函数后,给定高度上的透过率及其权重函数就可以计算出来。通常计算 CO_2 的吸收气体的透过率按以下步骤进行:

①将大气从大气顶到地面分成若干平行而又均匀的厚度层,一般取 39 个厚度层。

②按波数为 0.1 cm^{-1}划分光谱间隔,计算每一层的吸收系数 $k(v,p)$,求得星下点附近每一层的透过率,得到 40 个气压高度上的 40 个透过率。

③计算不同天顶角的透过率。

④对于某些谱段存在有水汽和臭氧吸收,这时要分别计算 H_2O 和 O_3 的气体透过率,然后计算出总的大气透过率。

⑤制作气压与透过率关系曲线 $p-\tau_v$ 图。

⑥由下式计算权重函数

$$\frac{\Delta\tau}{\Delta p} = \frac{\tau(p_i) - \tau(p_{i+1})}{p_i - p_{i+1}} \tag{16.4.35}$$

16.5　微波遥感

根据热辐射理论,在热平衡条件下,大气除发射红外辐射外,还有微波辐射。研究表明,大气对微波的吸收主要是若干气体成分和云雨,其中氧气和水汽在微波

区有很强的吸收带。有强吸收就会有强辐射，利用大气本身发射的微波辐射进行大气探测，称之为微波大气遥感。

大气微波遥感原理与红外遥感原理相似，只是由于大气微波辐射具有对云的穿透性，可以弥补红外遥感的某些不足，从而可以扩大探测内容，提高总体探测精度和探测水平。

16.5.1 大气、地表和云的微波辐射特性

用于大气遥感的微波吸收带主要有氧气(O_2)在 0.253 cm、0.5 cm 的两个强微波吸收带；以及水汽(H_2O)在 0.164 cm、1.348 cm 的两个强吸收带。

由于大气成分中，除氧气、水汽和臭氧在微波带有很强吸收外，其他大气成分，在微波段未发现有明显的吸收带，某些微量气体，如 SO_2、NO_2、CO、NO 等虽然对微波也有较强的吸收，但因其含量少，其微波辐射也很微弱。由此可见，在微波段，强吸收带少，谱线结构简单，从而简化了大气微波透过率的计算。图 16.23 所示为大气微波吸收谱。由图中可以看到，大气的氧气吸收中心处于 60.3 GHz(λ=0.5 cm)和 118.577 GHz(λ=0.253 cm)，水汽的吸收中心处于 22.255 GHz(λ=1.348 cm)和 182.927 GHz(λ=0.164 cm)。除这些强吸收带外，在整个微波段，频率越高，大气衰减作用愈显著，在低频范围内，衰减很小。当频率低于 10 GHz 时，大气吸收可忽略不计。

对微波波段而言，主要大气窗区有 1.4 mm，3.2 mm，8 mm，1.6～15 cm 等。

由于气溶胶粒子的大小(10^{-3}～10^{1} μm)远小于微波波长，且亦未发现有显著

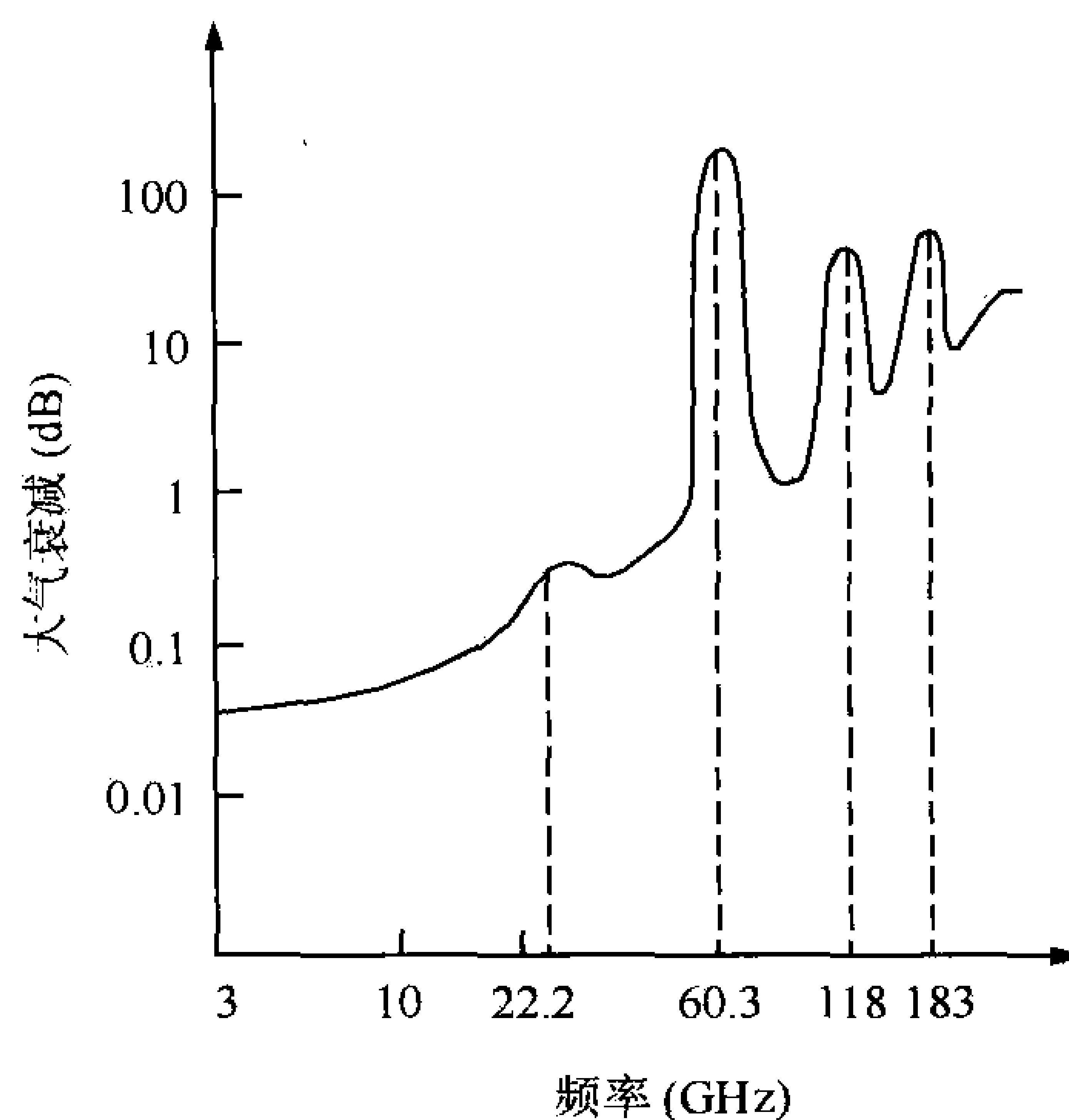


图 16.23 大气微波吸收谱

的吸收带。根据基尔霍夫定律，在微波波段也不会有明显的辐射发射。因此，大气气溶胶粒子的微波辐射和衰减可以忽略不计。

地表在红外波段可近似作为黑体来处理，其比辐射率与地表性质无关。但在微波波段，地表比辐射率却与地表性质和波长关系较大。表 16.8 给出了几种不同地表对 $\lambda=3.2$ cm 波段的微波比辐射率。由此可见，对于微波波段，自然表面的微波比辐射率 a_λ 变化大。通常陆地上的微波比辐射率较大，冰雪层的次之，海洋最小，地表不能作为黑体来处理。微波比辐射率大小取决于两个主要因素，一个是地表面至一定深度下的复介电常数的分布，另一个是表面至一定深度内层的几何形状结构。自然地表微波辐射特征的复杂多变增加了天基大气微波遥感的复杂性，但从另一方面又成为遥感地表物理化学特性及状态的有力手段，并在遥感海水物理化学特性、海浪、冰雪、土壤湿度等得到应用。

表 16.8　不同地表的微波比辐射率

地表	干沙	湿沙	草地	碎石	树林	海面	冰洋
a_λ	0.93	0.75	0.94	0.88	0.88	0.37	0.90

云是由液态水与冰粒子群所组成，粒子直径一般不超过 100 μm，比微波波长小很多，可以用瑞利散射理论来计算其散射与吸收特征。研究表明，云的吸收与发射只与云中含水量有关，与云滴大小分布无关。这种特性有利于用云的微波辐射强弱来探测云中液态水含量。冰云吸收系数比水云小几百倍，因此，冰云的微波辐射很弱。一般很少用微波来遥感非降水性的纯冰晶云(如卷云等)。

降水粒子(雨、雪、冰雹等)尺度一般接近或超过微波波长，瑞利散射不再适用。根据米散射理论，可得出降水吸收系数 α_p 与雨强 R 的经验拟合公式

$$\alpha_p = aR^b \tag{16.5.1}$$

式中 a，b 是温度和波长的函数。研究还表明，遥感不同的降雨强度，应采用不同的微波波长。对于中等强度以下的雨，利用 1.35 cm 和 0.8 cm 波长的微波辐射遥感雨强比较有利；探测大雨或暴雨时，应利用 5.6 cm 波长的微波辐射。

16.5.2　大气微波遥感方程

由于微波波长较长，气体分子散射可忽略不计，另外气溶胶粒子的散射、吸收衰减可忽略不计。因此在晴空大气中，只需考虑大气的微波吸收与发射过程。

设沿 l 方向，频率为 f 的微波辐射率为 $L_f(l)$，大气质量吸收系数为 k_f，辐射系数为 $J_f(l)$，与红外辐射传输方程类似，微波辐射传输方程可写成

$$\frac{\mathrm{d}L_f(l)}{\rho\,\mathrm{d}\lambda} = -k_f L_f(l) + J_f(l) \tag{16.5.2}$$

由于

$$J_f(l) = k_f B_f(T)$$

$$B_f(T) = \frac{2kT}{\lambda^2}$$

引入微波辐射亮温 T_{bf}

$$T_{bf} = \frac{\lambda^2}{2k} L_f$$

则(16.5.2)式可写成

$$\frac{\mathrm{d}T_{bf}(l)}{\rho\,\mathrm{d}\lambda} = -k_f T_{bf}(l) + k_f T \tag{16.5.3}$$

(16.5.3)式即为用亮温表示的微波辐射传输方程。为进一步讨论微波遥感问题,下面分空基(向下探测)和地基(向上探测)两种情况分别进行讨论。

(1)大气向下的微波辐射传输方程(地对空遥感)

当考虑地对空遥感时,必须研究大气向下的微波辐射传输方程,这时由(16.5.3)式得到

$$-\frac{\mathrm{d}T_{bf}^{\downarrow}(l)}{\rho\mathrm{d}\lambda} = -k_f T_{bf}^{\downarrow}(l) + k_f T \tag{16.5.4}$$

边界条件为 $T_{bf}^{\downarrow}(\infty)=0$,于是,由(16.5.4)式可得到

$$T_{bf}^{\downarrow}(L) = \int_L^{\infty} \rho k_f T(l) \mathrm{e}^{-\int_L^l \rho k_f \mathrm{d}l'} \mathrm{d}l \tag{16.5.5}$$

对地基遥感而言 $L=0$,则

$$T_{bf}^{\downarrow}(0) = \int_0^{\infty} \rho k_f T(l) \mathrm{e}^{-\int_0^l \rho k_f \mathrm{d}l'} \mathrm{d}l \tag{16.5.6}$$

若在地面垂直向上探测,$\theta=0$,$l=z$,则(16.5.6)式变为

$$T_{bf}^{\downarrow}(0) = \int_0^{\infty} \rho k_f T(z) \mathrm{e}^{-\int_0^z \rho k_f \mathrm{d}z'} \mathrm{d}z \tag{16.5.7}$$

(16.5.6)式和(16.5.7)式便是地基微波遥感方程。

(2)大气向上的微波辐射传输方程(空对地遥感)

当考虑空对地遥感时,方程(16.5.4)变为

$$\frac{\mathrm{d}T_{bf}^{\uparrow}(l)}{\rho\,\mathrm{d}\lambda} = -k_f T_{bf}^{\uparrow}(l) + k_f T \tag{16.5.8}$$

边界条件为 $T_{bf}^{\uparrow}(0)=\varepsilon_{fs}T_s+(1-\varepsilon_{fs})T_{bf}^{\downarrow}(0)$。式中，$\varepsilon_{fs}$ 为自然表面比辐射率，T_s 为表面温度。于是由(16.5.8)式可得到

$$T_{bf}^{\uparrow}(L)=\mathrm{e}^{-\int_0^L \rho k_f \mathrm{d}\lambda}\left[\int_0^L \rho k_f T(l)\mathrm{e}^{\int_0^l \rho k_f \mathrm{d}l'}\mathrm{d}l+T_{bf}^{\uparrow}(0)\right] \tag{16.5.9}$$

由于卫星高度通常在 700 km 以上，可令 $L\to\infty$，则(16.5.9)式变为

$$T_{bf}^{\uparrow}(\infty)=\varepsilon_{fs}T_s\mathrm{e}^{-\int_0^\infty \rho k_f \mathrm{d}l'}+(1-\varepsilon_{fs})\mathrm{e}^{-\int_0^\infty \rho k_f \mathrm{d}l'}\int_0^\infty \rho k_f T(l)\mathrm{e}^{-\int_0^\infty \rho k_f \mathrm{d}l'}+$$
$$\int_0^\infty \rho k_f T(l)\mathrm{e}^{-\int_l^\infty \rho k_f \mathrm{d}l'}\mathrm{d}l \tag{16.5.10}$$

当对星下点进行探测时，$l=z\sec\theta,\theta=0,z=l$，则(16.5.10)式变为

$$T_{bf}^{\uparrow}(\infty)=\varepsilon_{fs}T_s\mathrm{e}^{-\int_0^\infty \rho k_f \mathrm{d}z'}+(1-\varepsilon_{fs})\mathrm{e}^{-\int_0^\infty \rho k_f \mathrm{d}z'}\int_0^\infty \rho k_f T(z)\mathrm{e}^{-\int_0^\infty \rho k_f \mathrm{d}z'}\mathrm{d}z+$$
$$\int_0^\infty \rho k_f T(z)\mathrm{e}^{-\int_0^\infty \rho k_f \mathrm{d}z'}\mathrm{d}z \tag{16.5.11}$$

(16.5.10)式和(16.5.11)式即为卫星微波遥感方程，方程左边为卫星测量到的微波辐射亮温。右边第一项为表面发射的微波辐射到达空基遥感器的部分；第二项为地面反射的大气向下的微波辐射，再透过大气到达空基遥感器的部分；第三项为大气向上发射的微波辐射到达空基遥感器的部分。与红外遥感方程(16.4.13)相比，微波遥感方程(16.5.11)增加了一项大气向下辐射被地表发射向上传输的部分，而在红外波段，地表近似为黑体，大气向下辐射全部被吸收，这项可近似为零。

大气微波遥感方程是我们理解获取微波图像，以及反演温度和湿度廓线、空中水汽含量、云中液态水含量和土壤湿度等参数原理的基础。下面就微波遥感空中水汽含量、云中液态水含量和土壤湿度等参数的原理和反演方法作简要介绍。

16.5.3　微波遥感洋面上空水汽含量和云中液态水含量

大气水汽作为大气系统的潜热和水循环中的重要一环，是天气和气候系统中关键因子之一，其总量和垂直分布的全球和区域性测量一直受到十分的重视，对于它的精确快速测量也是大气探测的重点之一。现有的探空仪测量由于施放条件的限制，无法获取海洋上空探测资料，卫星红外波段的水汽遥感(如 NOAA/TOVS)由于误差较大，目前还难以投入业务使用。相对而言，由于微波具有一定的穿透云雾的能力及其在海面上的低比辐射率，因此星载微波辐射计是当前遥感大洋上水汽含量最为有效的工具，并已在世界范围内得到一定的发展。

云中液态水是大气水分收支平衡的重要组成部分，它对于地球辐射能量平衡的影响很大。由于云中液态水与辐射之间强烈的相互作用，云中液态水的反馈作用对全球气候变化产生十分重要的影响。

洋面上空水汽含量和云中液态水含量主要利用微波扫描辐射成像仪获取的亮温数据反演得到，通过微波辐射传输模式的建立和反演算法等步骤。

16.5.3.1　微波辐射传输模式

通过微波辐射传输模式可以将遥感到的亮温 T_B 与相关的大气参数（水汽含量 V 和云中液态水含量 L）联系起来。其中，V 和 L 均对垂直气柱采用高度积分得到

$$V = 10\int_0^H \rho_V(h)\mathrm{d}h \tag{16.5.12}$$

$$L = 10\int_{Z_{ct}}^{Z_{cb}} \rho_L(h)\mathrm{d}h \tag{16.5.13}$$

式中 $\rho_V(h)$为水汽密度（单位：g · cm^{-3}），$\rho_L(h)$为云水密度（单位：g · cm^{-3}），H 为大气层顶高度（单位：km）。根据标准大气模式，50 km 以上基本无水汽存在，所以，通常 H 取 50 km。z_{ct}为云顶高（单位：km），z_{cb}为云底高（单位：km）。V 和 L 的单位为 mm，因子 10 的作用是将单位 g · cm^{-3}转换为 mm。

微波辐射传输模式分为大气模式和海面模式，其物理结构如图 16.24 所示。

卫星遥感得到的大气层顶向上的亮温

$$T_B = T_{BU} + \tau(ET_S + T_{B\Omega}) \tag{16.5.14}$$

式中 T_{BU}是大气上行辐射项，τ 是从海表面到大气层顶总的透过率，E 是地球表面发射率，T_S 是海面温度，$T_{B\Omega}$是海表面散射项。并有

$$\tau = \exp[-\sec\theta_i(A_O + A_V + A_L)] \tag{16.5.15}$$

$$T_{BU} = (1-\tau)T_U \tag{16.5.16}$$

$$T_{B\Omega} = [(1+\Omega)(1-\tau)(T_D - T_C) + T_C]R \tag{16.5.17}$$

$$E = 1 - R \tag{16.5.18}$$

式中 θ_i 表示入射角，A_I（下标 I 依次为 O、V 和 L）分别表示氧气、水汽和云水的垂直综合吸收系数，T_U 和 T_D 分别表示大气上行和下行有效温度，T_C 表示宇宙背景亮温，R 表示海表面的反射率，Ω 表示适应参数，是频率 v、海面风速 W 和大气透过率 τ 的函数。

图 16.24　微波辐射传输模式物理结构示意图

16.5.3.2　反演算法

在微波辐射传输模式的基础上，通过添加背景场资料，就可得到微波扫描辐射成像仪的模拟亮温值。在背景场中，大气资料一般通过以下途径获取：水汽廓线通过探空资料得到，云水廓线通过水云模式（基于统计资料）得到。在以上模拟大气条件下，再添加一个粗糙的海平面：海面温度 T_S 在 273～303 K 范围内随机变化，海面风速 W 在 0～20 m/s 范围内随机变化，海面风向角 ϕ 在 0～360°范围内随机变化，观测入射角 θ_i 在 54°～56°范围内变化，海水盐度 s 取 36。微波扫描辐射成像仪观测亮温数值模拟流程如图 16.25 所示。

采用多元线性回归算法建立大气参数的反演算式：

$$P = c_0 + c_\theta \cdot \theta + \sum_{i=1}^{n} c_{\mathfrak{I}(T_{Bi})} \cdot \mathfrak{I}(T_{Bi}) \tag{16.5.19}$$

$$\mathfrak{I}(T_B) = T_B \qquad 6.9\ \text{GHz}, 10.7\ \text{GHz} \tag{16.5.20a}$$

$$\mathfrak{I}(T_B) = \ln(290 - T_B) \qquad 18.7\ \text{GHz}, 23.8\ \text{GHz}, 36.5\ \text{GHz} \tag{16.5.20b}$$

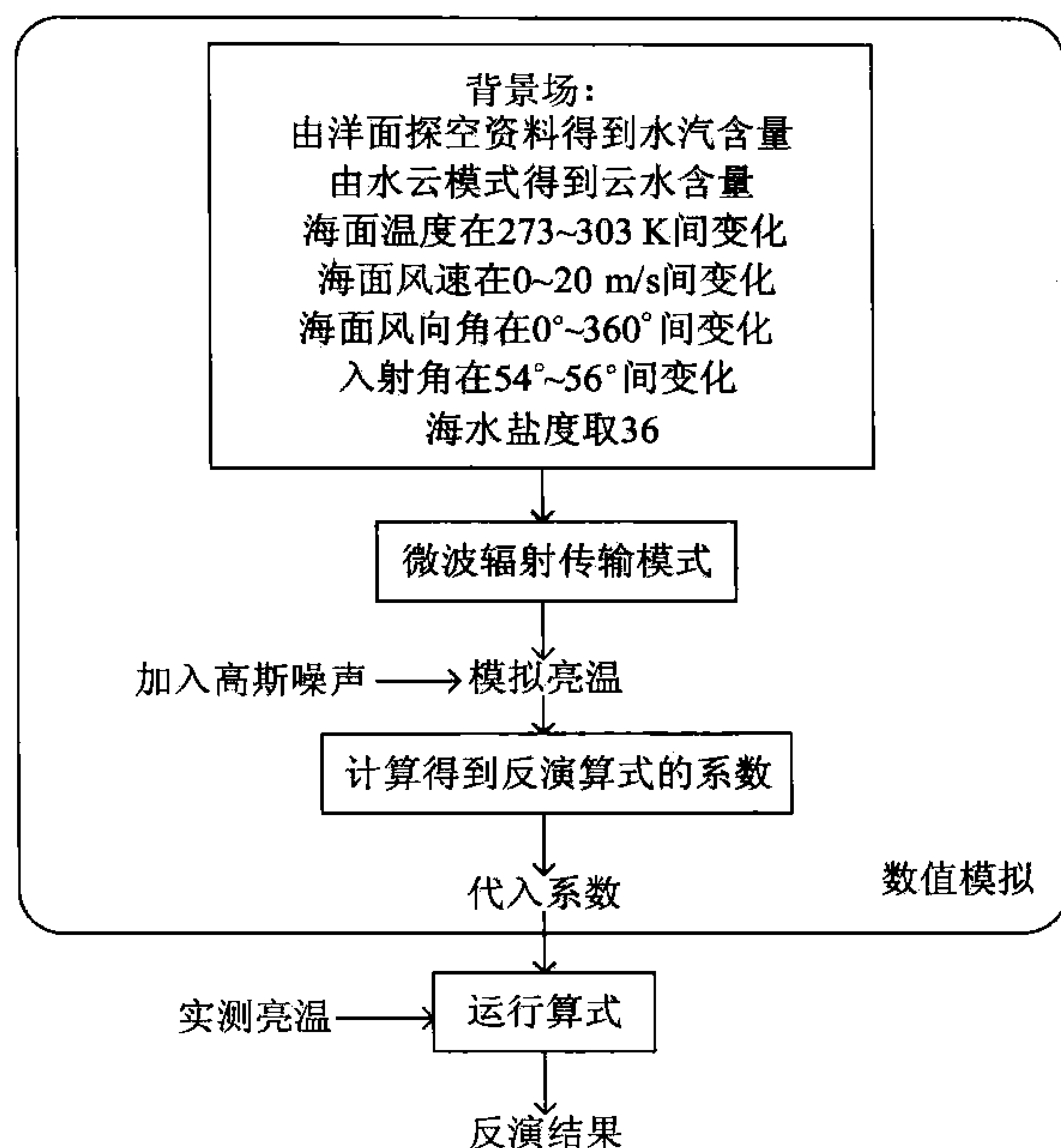


图 16.25　观测亮温数值模拟流程图

式中 P 可为大气可降水量 V 和云柱含水量 L，n 是微波扫描辐射成像仪测量的通道数，θ 是仪器入射角。

利用数值模拟建立的大气参数反演算式，结合遥感资料的相关处理，即可进行基于实际遥感资料的大气参数反演工作。在实际反演工作中，主要包含以下七个步骤：预处理（数据定标、定位和质量控制等）、海陆检测、云检测、降水检测、海冰检测、反演计算和网格化处理，如图 16.26 所示。

如图 16.26 所示，计算得到云水含量后，可根据云水含量与降水强度的经验公式计算得到降水强度。当云水含量≥0.18 mm 时，可以判断为降水云，雨柱高 H_R(km)可以近似表示为

$$H_R = 1 + 0.14(T_S - 273) - 0.0025(T_S - 273)^2 \qquad T_S < 301 \tag{16.5.21a}$$

$$H_R = 2.96 \qquad T_S \geqslant 301 \tag{16.5.21b}$$

降水强度 R(mm/h)与云水含量 L 的关系为

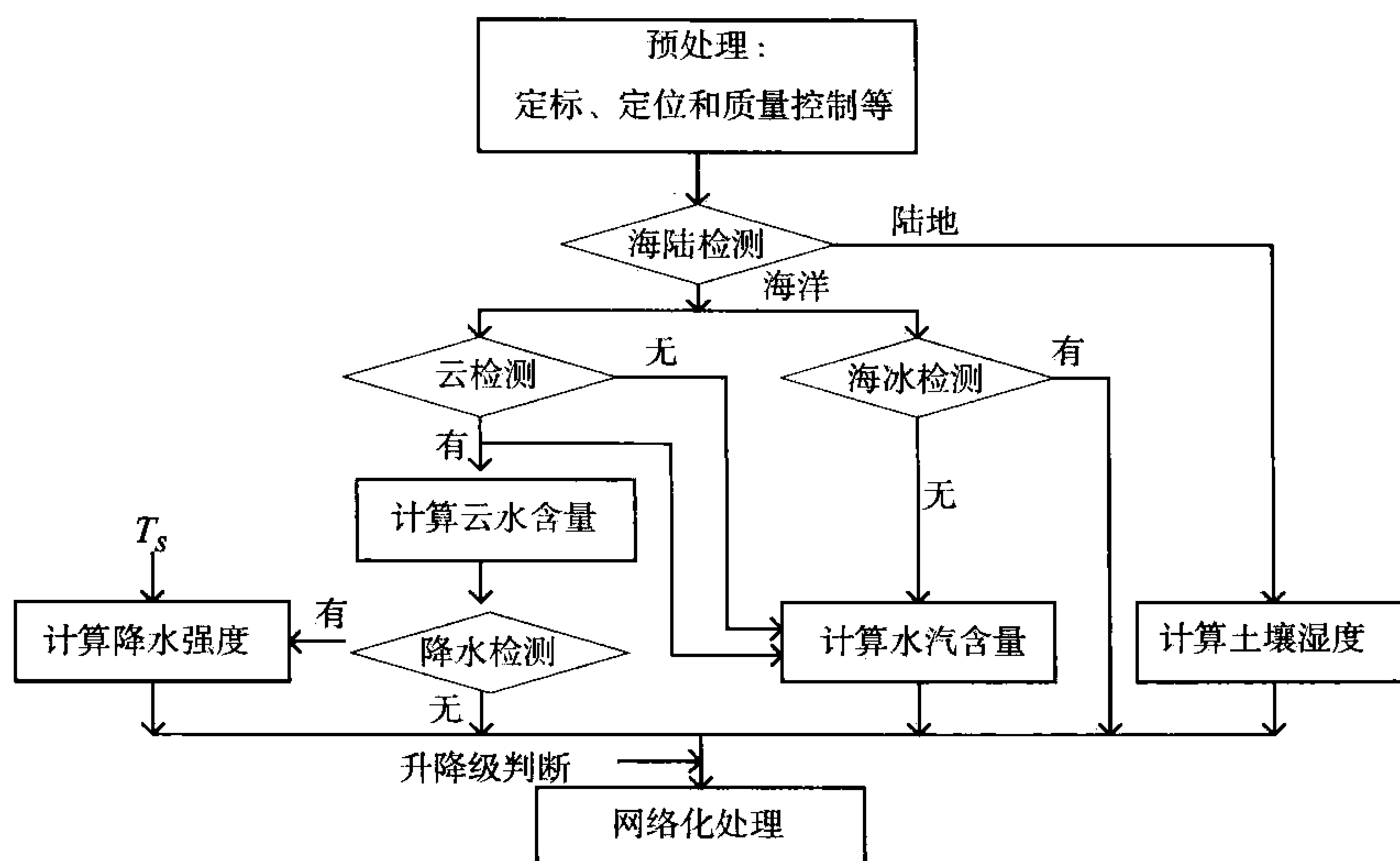


图 16.26　大气参数反演流程图

$$R=\frac{\left(1-\frac{L}{0.18}\right)^2}{H} \tag{16.5.22}$$

网格化处理一般采用加权平均的方法，将计算得到的刈幅数据转化为格点数据，权重函数取距离的倒数。

微波扫描辐射成像仪大气参数反演产品可用于进行热带气旋数值分析，如洋面上空水汽含量大于 60 mm 为台风形成的两个基本条件之一，在台风形成区域，洋面上空云中液态水含量的值普遍大于 0.18 mm，可以标记为降雨等。

16.5.4　微波遥感土壤湿度

通过卫星微波遥感反演得到的土壤湿度 m_e（单位：g · cm^{-3}）是指土壤顶部几毫米的地表土壤湿度，是反演覆盖区域的平均值。

微波扫描辐射成像仪反演土壤湿度是基于土壤—植被—大气媒介中的微波辐射传输模式。模式由理论和实验数据得出，且只对小于 10 GHz 左右的频率有效（对高于 10 GHz 的频率，土壤的发射大多被植被掩盖）。因此，土壤湿度反演算法使用两个最低的频率（6.9 和 10.7 GHz），而在反演的一开始，用较高一些的频率（18.7 和 36.5 GHz）来进行地表分类。通过土壤湿度反演算法，同时可计算得到陆地表面温度 T_e 和植被含水量 w_e。

16.5.4.1 微波辐射传输模式

将陆地表面模拟成植被覆盖的土壤，如图 16.27 所示。给定入射角和频率，大气顶部观测到的亮温可以通过以下辐射传输方程表示

$$T_{Bp}=T_u+\exp(-\tau_a)[\{T_d r_{sp}\exp(-2\tau_c)\}]+$$
$$\{\exp T_s\exp(-\tau_c)+T_c(1-w_p)[1-\exp(-\tau_c)][1+r_{sp}\exp(-\tau_c)]\}$$

(16.5.23)

式中 T_u 是大气上行辐射，T_d 是植被顶部的下行大气辐射和天空背景辐射，τ_a 是大气透过率。下标 p 表示垂直或者水平极化。T_c 是植被温度，τ_c 是植被透过率，r_{sp} 是土壤反射率，当土壤发射率为 e_{sp} 时，$r_{sp}=1-e_{sp}$。T_s 是土壤有效温度，即介质中微波穿透深度的权重平均温度。w_p 是植被单一散射反照率。方程(16.5.23)假定土壤表面在土壤和植被边界处无反射。r_{sp} 为粗糙土壤表面的反射率。对于 10 GHz 左右的频率，(16.5.23)式是对植被覆盖的粗糙土壤表面的近似。

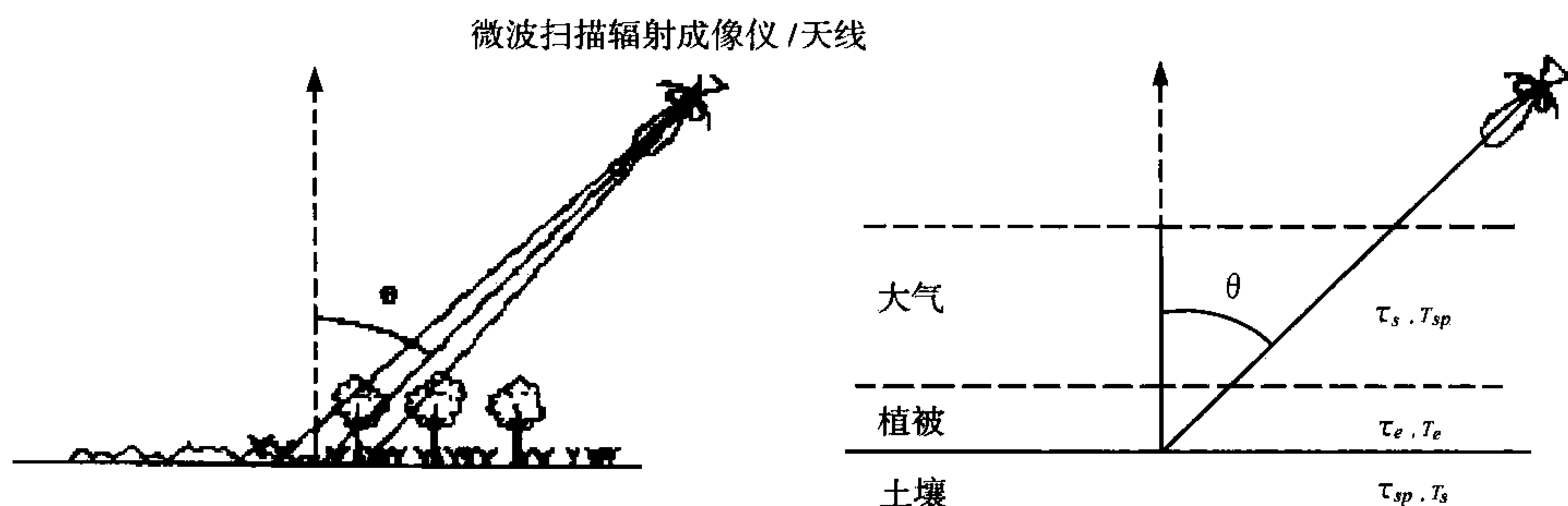


图 16.27 陆地表面的模拟

作简化近似，即认为植被和其下面的土壤接近同一个物理温度 T_e，这个近似不会降低湿度反演的准确性，反演的结果是土壤/植被混合介质的平均或“有效”辐射温度。设 $T_s\cong T_c=T_e$，可以得到

$$T_{Bp}=T_u+\exp(-\tau_a)[\{T_d r_{sp}\exp(-2\tau_c)\}+T_e\{(1-r_{sp})\exp(-\tau_c)+(1-w_p)$$
$$[1-\exp(-\tau_c)][1+r_{sp}\exp(-\tau_c)]\}]$$

(16.5.24)

上式等号右边第二个卷括号是土壤/植被的有效辐射。

T_u 和 T_d 可以用有效辐射温度近似(忽略 T_d 的天空背景贡献)，并有

$$T_u \cong T_d \cong T_{ae}[1-\exp(-\tau_a)] \quad (16.5.25)$$

式中 T_{ae} 是大气微波辐射区域的平均温度。这个表达式对大多数水汽和云条件都是有效的。T_{ae} 依赖于频率和温度、湿度和液态水的垂直分布。但是，超过 37 GHz，T_{ae} 对于大气廓线变量的依赖性很小，T_{ae} 可以简化表示为表面空气温度 T_{as} 和依赖于频率的一个补偿值 δT_a

$$T_{ae} \cong T_{as} - \delta T_a \quad (16.5.26)$$

沿大气路径的透过率 τ_a 依赖于观测角 θ 和大气可降水量 q_v 以及垂直气柱云中液态水含量 q_1。对于平行平面大气，透过率 τ_a 可以表示为

$$\tau_a = \frac{\tau_0 + a_v q_v + a_1 q_1}{\cos\theta} \quad (16.5.27)$$

式中 τ_0 是氧气透过率，a_v 和 a_l 是依赖于频率的参数。这些参数值由大气中水汽和粒子吸收的标准表达式得到(对云粒子假定为瑞利吸收)。

τ_c 对于植被水含量 w_e 的依赖可以用以下近似的线性关系表示

$$\tau_c = \frac{b w_e}{\cos\theta} \quad (16.5.28)$$

式中 $\cos\theta$ 表示植被的倾斜路径。系数 b 依赖于叶冠结构和频率。根据理论和实验数据，对于给定的植被类型，在频率低于 10 GHz 时，b 近似的与频率成比例。但是，这些研究表明，在更高的频率，b 对频率的依赖性减小，对叶冠结构的依赖性增加。这就提供了限制基于辐射传输模式的反演算法使用 6.9 GHz 和 10.7 GHz 的理论基础。

粗糙土壤的反射率 r_{sp} 可以通过半经验公式与光滑土壤的反射率 r_{0p} 相联系

$$r_{sv} = [(1-Q)r_{0v} + Qr_{0h}]\exp(-h) \quad (16.5.29)$$

$$r_{sh} = [(1-Q)r_{0h} + Qr_{0v}]\exp(-h) \quad (16.5.30)$$

上述表达式的形式是根据随机粗糙表面的散射理论，将反射率 r_{sp} 分解为连贯的和不连贯的部分。表达式的指数部分来自于连贯部分，h 与表面高度标准偏差 σ 有关。括号中的部分表示同极化和交叉极化散射辐射的混合，参数 Q 与 h 和水平相关长度 l 有关。这个公式不能代表自然中发现的细致的表面粗糙特性。参数 Q 与 h 的值通过模式标定得到。使用的初始值将在算法校正过程中进行微调。

菲涅耳(Fresnel)表达式将光滑、均匀土壤的反射率 r_{0v} 和 r_{0h} 与土壤复介电常数 q_r 联系起来，得到

$$r_{0v} = \left| \frac{\varepsilon_r \cos\theta - \sqrt{\varepsilon_r - \sin^2\theta}}{\varepsilon_r \cos\theta + \sqrt{\varepsilon_r - \sin^2\theta}} \right|^2 \tag{16.5.31}$$

$$r_{0h} = \left| \frac{\cos\theta - \sqrt{\varepsilon_r - \sin^2\theta}}{\cos\theta + \sqrt{\varepsilon_r - \sin^2\theta}} \right|^2 \tag{16.5.32}$$

式中 θ 是与表面法线相关的入射角。对一个给定的频率，非介电常数依赖于体积土壤湿度含量 m_e 和土壤类型。也有部分依赖于土壤温度。可以表示为

$$\varepsilon_r = f(m_e, \rho_b, s, c) \tag{16.5.33}$$

为计算 ε_r，土壤被当作土壤粒子和填满空气和水的微孔的混合物。模式要求沙子和泥土质量分率 s 和 c（表示土壤构造）以及土壤体积密度 ρ_b 的详细说明。亮温对于土壤湿度的高敏感性是使用微波扫描辐射成像仪遥感土壤湿度的基础。

16.5.4.2　*反演算法*

土壤湿度反演采用非线性迭代算法，利用 6.9 GHz 和 10.7 GHz 的垂直和水平极化四个通道，同步反演三个基本变量 m_e，T_e 和 w_e。算法基于以上辐射传输模式。

在迭代过程中，被反演的地表参数 $x(m_e, T_e$ 和 $w_e)$ 通过最小化观测亮温 T_B^{obs} 和(16.5.23)式得到的计算亮温 T_{Bp} 之间平方差的加权和的方式得到。最小化计算采用阻尼最小二乘法(Levenberg-Marguardt 算法)

$$x^2 = \sum_{i=1}^{4} \left(\frac{T_B^{obs} - T_{Bp}}{\sigma_i} \right)^2 \tag{16.5.34}$$

在每一个反演点，算法由地球物理学变量的初值 x_0 开始，通过迭代直到收敛到 x^2 最小值。σ_i 代表通道 i 的测量噪声。

土壤湿度参数反演流程见图 16.28。首先，将亮温 T_B 重新采样到地球固定网格。然后将网格化的 T_B 进行分类选择合适的点反演。网格化有利于 T_B 与用于分类的辅助数据库相结合。

网格化处理采用“累积”或“距离加权”方法将刈幅亮温采样到陆地网格。辅助数据包括四种：①表面地形：可以从美国生态调查地球资源观测卫星数据中心(USGSEDC)GTOPO30 全球数字估值模式得到；②土壤构造（沙子和泥土质量分率）：可以从全球土壤类型数据库得到；③植被类型：可以从 USGS EDC1km 全球陆地覆盖特性数据库得到；④大气参数（水汽含量和表面空气温度）：可以从 NCEP 或 ECMWF 全球实时分析数据集（气候学）或实时预报模式输出得到。表面类型分类主要是证实不可能进行反演的网格单元，包括水体、山脉区、稠密植被区、雪

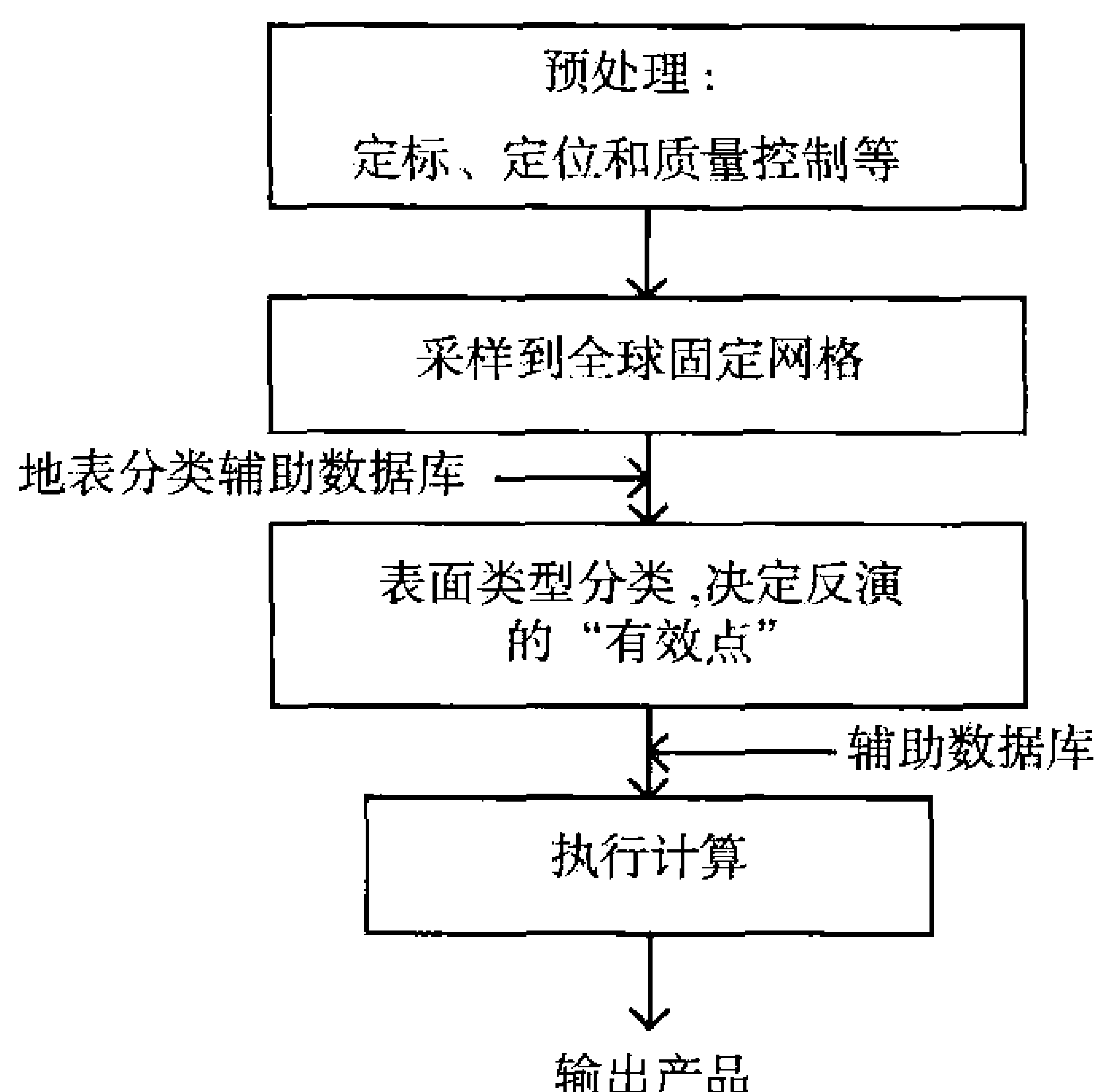


图 16.28　土壤湿度参数反演流程图

盖、冻地和降水区，其他网格点可以进行有效的反演。上述数据库可以用来对恒定特征进行分类。

土壤湿度指数也可用于表征陆地水分状况，以下为一个基于微波扫描辐射成像仪数据的较实用的表层土壤湿度指数计算公式

$$P = \frac{T_{37H} - T_{19H}}{T_{19H}} \tag{16.5.35}$$

式中 T_{37H} 和 T_{19H} 分别表示 ESO-AMSR/E 微波辐射计 37 GHz 和 19 GHz 水平通道亮温。高的土壤湿度对应着低的亮温值和高的表层湿度指数。

16.6　气象卫星资料的接收与处理

气象卫星分为极轨气象卫星和静止气象卫星两类，两类卫星在资料获取、存储、发送和处理等方面都有各自的特点。

16.6.1　极轨气象卫星资料接收系统

极轨气象卫星携带的探测器种类和数量比静止气象卫星多，其主要功能是对全球进行气象探测和数据收集。极轨气象卫星通过星上传感器获取资料后，有两种数据发送方式。一种是实时发送方式，卫星一面运行一面向地面发送探测到的资料；另一种是延时回放方式，卫星把运行中探测的资料存储在卫星的存储设备中，当其经过地面指令站上空时，卫星根据地面指令站发出的指令，将存储在卫

星中的资料迅速发送给指令站。对于实时发送方式，一般用户极轨气象卫星接收设备就可接收，天线尺寸较小，但只能接收极轨卫星过境时的单轨资料；对于延时回放方式，由于需在很短时间内接收大量星上存储数据，地面必须有高速数据接收能力，它需要较大尺寸的天线，通常由国家级地面接收站来承担，它可一次接收多轨数据，全球探测资料就是由这些国家级地面接收站所接收的资料，经拼图产生的。

(1)国家级极轨气象卫星资料接收系统

国家级极轨气象卫星资料接收系统的主要任务是接收广大区域甚至是全球的资料，它通常由多个地面站组成。

美国在 1970 年代就建成了极轨气象卫星全球观测系统，经过不断发展，形成了一个典型的国家级极轨气象卫星资料接收系统。该系统分别在本土的阿拉斯加州的费尔班克斯和弗吉尼亚州的沃洛普斯岛建立指令数据接收站，以及 NASA 和军队的其他地面站。它们接收卫星过境时覆盖美国及周边地区探测的实时资料，通过指令让卫星发回在境外指定区域探测并存储的延时数据。通过通信卫星将接收到的资料实现共享和传输到设在马里兰州苏特兰市的中央环境卫星数据计算机系统，以及其他资料处理和应用部门。在境外建有如法国的拉尼翁等地面站。除在国内设卫星运行控制中心和卫星运行控制地面站外，还在挪威设有卫星跟踪控制站，实现对卫星的运行控制管理。美军国防气象卫星的地面应用系统也建有三个地面站，分别位于费尔柴尔得、洛林和卡埃纳角。地面站将接收到的国防气象卫星资料，通过通信卫星发给美军内布拉斯加州奥弗特的全球天气中心和加利福尼亚州蒙特雷的数值气象和海洋中心。其国防气象卫星系统的构成如图 16.30 所示。我国国家级极轨气象卫星资料接收系统如图 16.30 所示。由位于北京的国家卫星气象中心和分设在北京、广州、乌鲁木齐三个地面站组成。能接收到覆盖我国及周边地区的卫星实时探测资料，通过指令让本国气象卫星发回在境外指定区域探测并存储的延时数据。北京地面站接收的数据通过光纤传输给国家卫星气象中心，广州、乌鲁木齐地面站接收的数据通过卫星传给国家卫星气象中心。

(2)用户级极轨气象卫星资料接收系统

用户级极轨气象卫星资料接收系统的任务是当卫星过境时，天线接收系统要能准确跟踪卫星，接收卫星实时发送的资料，经专门接口设备将资料存入计算机，由处理系统进行各种产品处理。

极轨气象卫星资料接收处理系统由天线、天线伺服控制系统、高频分机、接收机和处理系统组成，如图 16.31 所示。

通常极轨气象卫星资料接收处理系统的设计要求满足：仰角$\geqslant 3°$时，天线可自动或程序控制跟踪；仰角$\geqslant 5°$时，系统接收数据误码率$\leqslant 1\times 10^{-6}$。

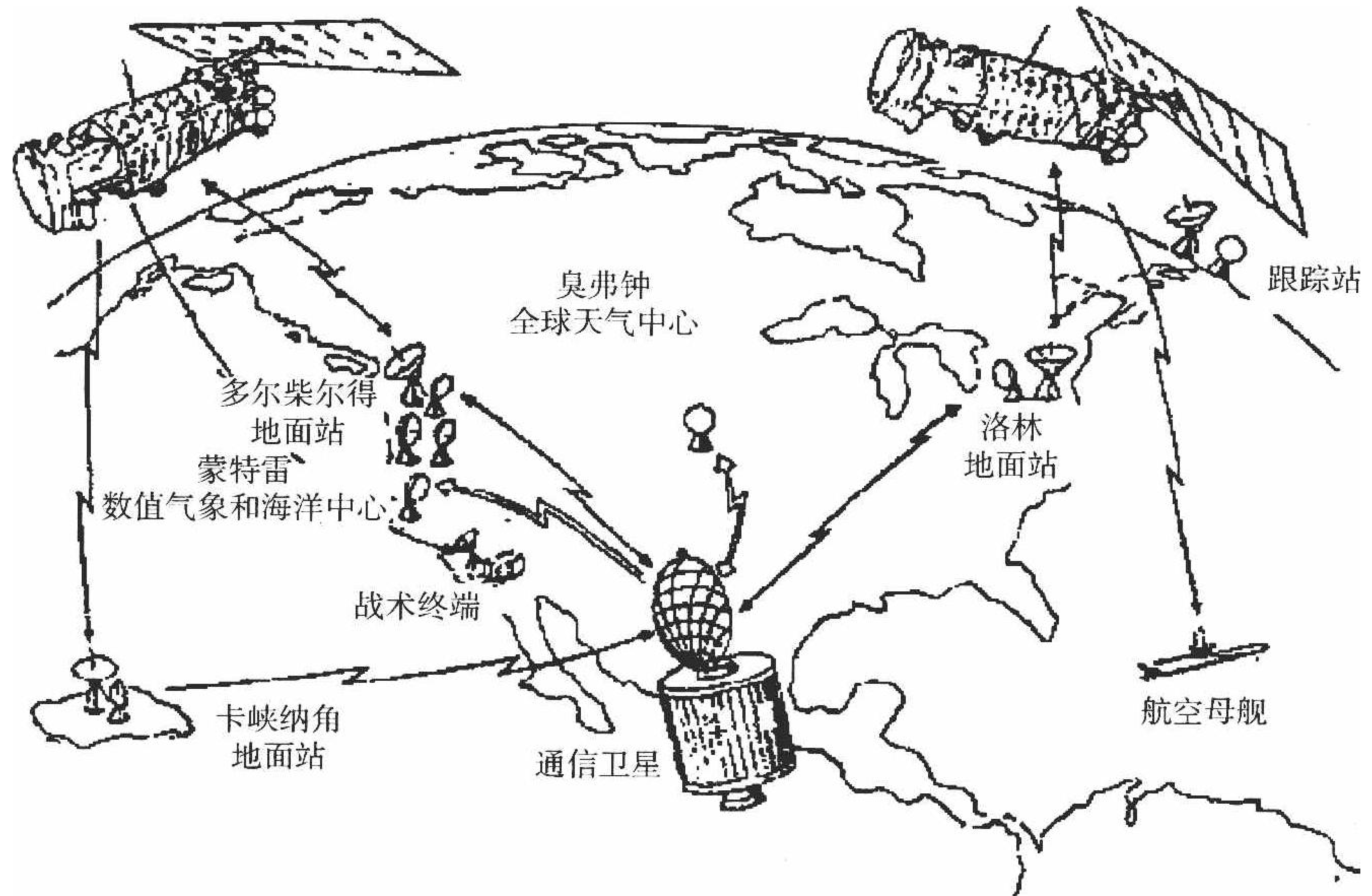


图 16.29　美国国防气象卫星系统构成图

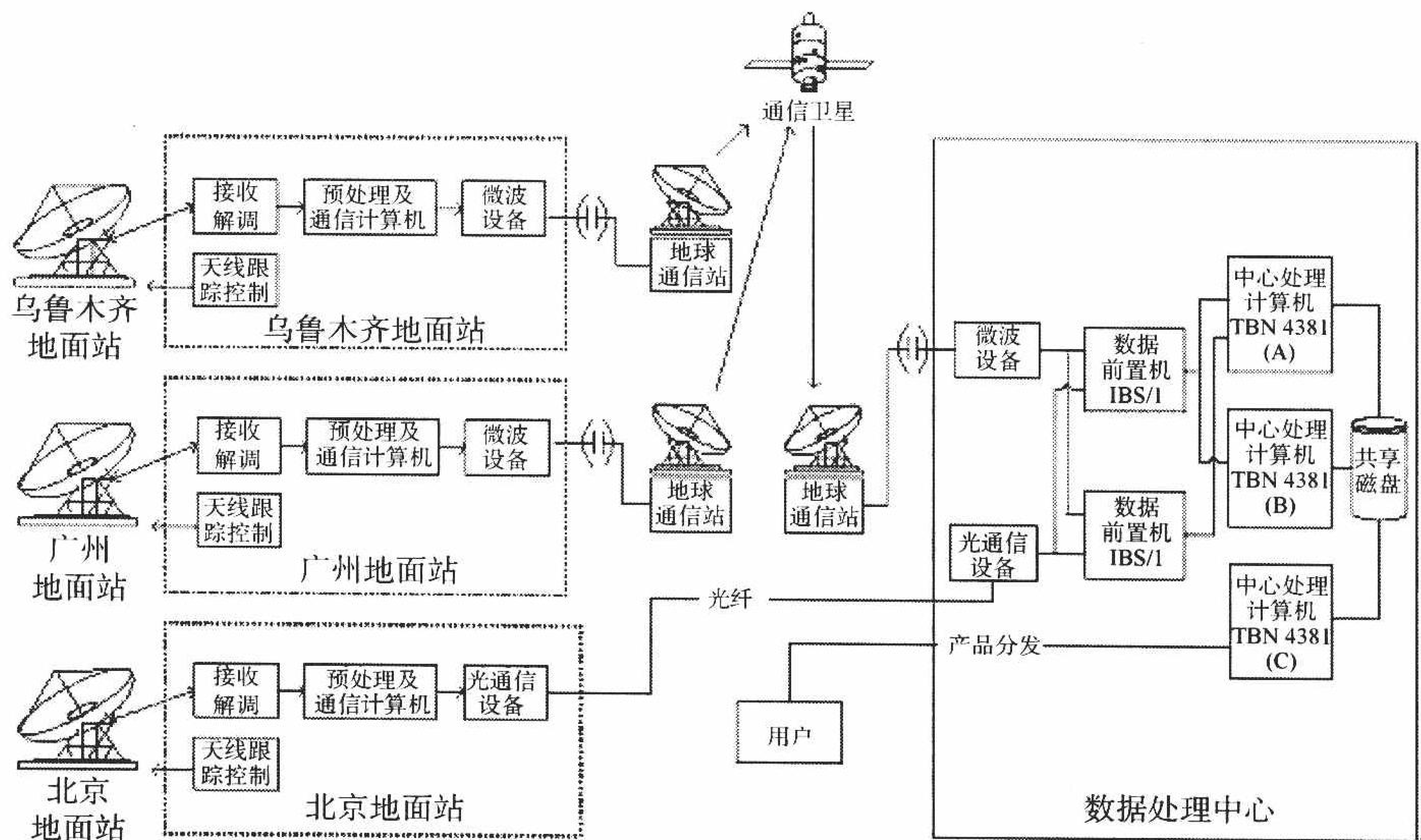


图 16.30　中国风云极轨气象卫星地面应用系统结构示意

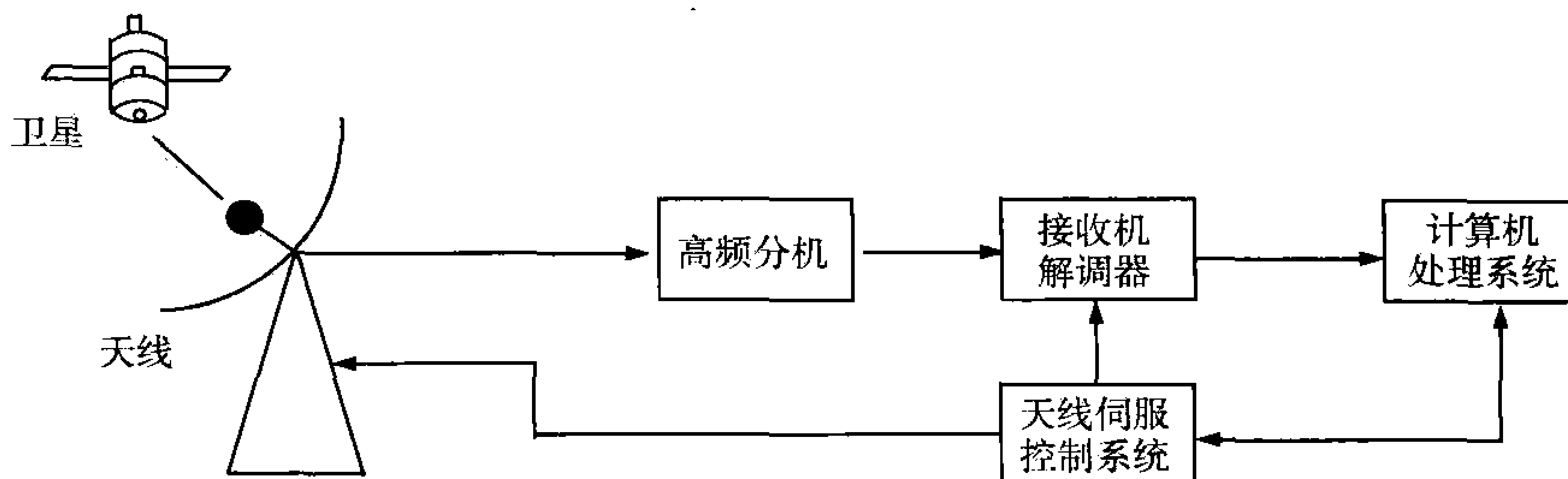


图 16.31 极轨气象卫星资料接收处理系统框图

目前,用户级极轨气象卫星资料接收系统有多种型号,这里仅介绍某型极轨气象卫星接收设备的信息流程。根据轨道预报,当卫星过境时,卫星信号被抛物面天线捕获聚焦至馈源振子,经馈源送至高频分机;低噪声放大器将信号放大滤波,送至下变频器(下变频器频率或是固定的,或由计算机根据轨道报预置);下变频器输出 137.5 MHz 的第一中频信号,传至接收机;接收机将此信号放大,滤波、二次变频,产生 10.7 MHz 第二中频信号,经解调器解调输出 665.4 kbps 的分相码基带信号,送入数据摄入卡进机,进行各种产品处理。信号流程如图 16.32 所示。

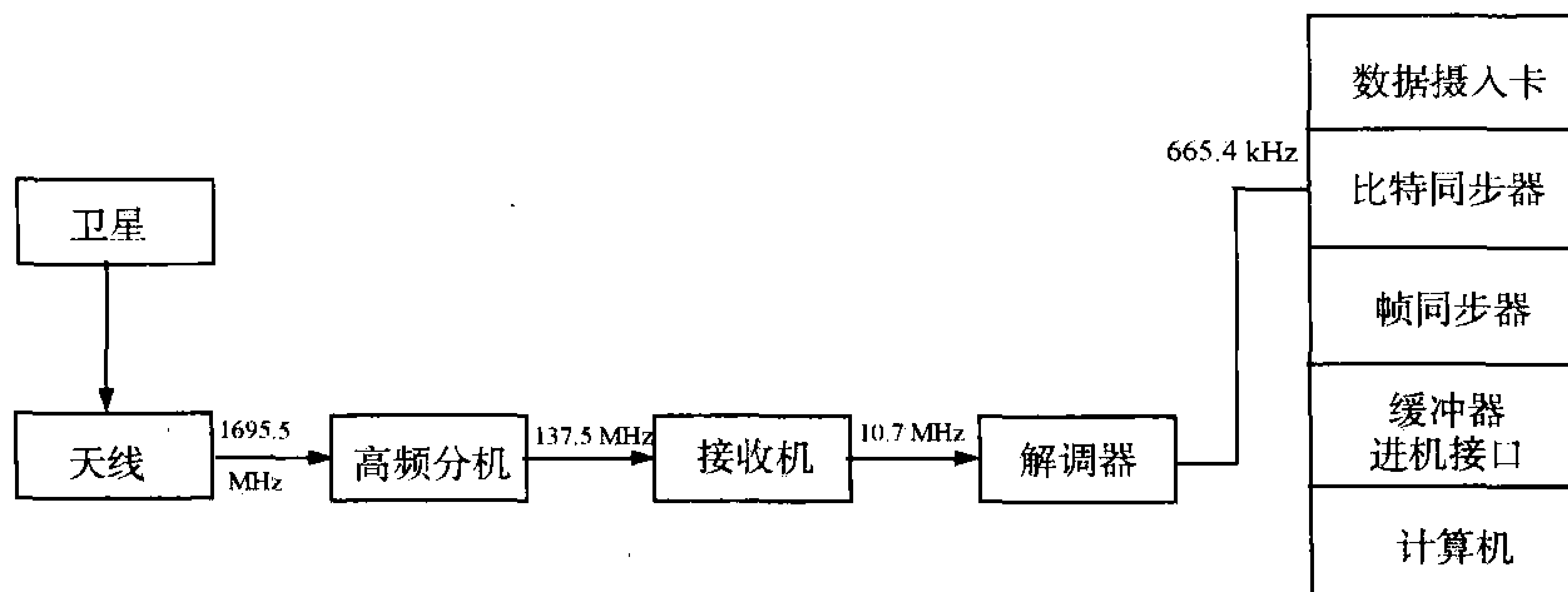


图 16.32 极轨气象卫星资料接收系统信号流程图

16.6.2 静止气象卫星资料接收系统

静止气象卫星的主要功能是通过星上传感器获取探测资料,目前,主要是通过可见光红外扫描辐射计(VISSR)获取可见光、红外和水汽圆盘图;从广泛分布的气象、海洋、水文数据收集平台获取观测数据;向用户播发三类资料:高分辨率数字资料(展宽资料,S-VISSR)、低分辨率模拟云图(WEFAX)和低分辨率传真图(S-FAX)。图 16.33 给出了我国风云 2 号静止气象卫星系统示意图。静止气象卫星的原始数据,只有地面应用系统的主站才有能力接收,地面应用系统的资料处理中心将原始数据处理以后,以较低的码速率通过气象卫星发给用户使用。因此,静

止气象卫星的资料接收系统也分为国家级静止气象卫星数据接收处理系统和用户级静止气象卫星资料接收处理系统两类。

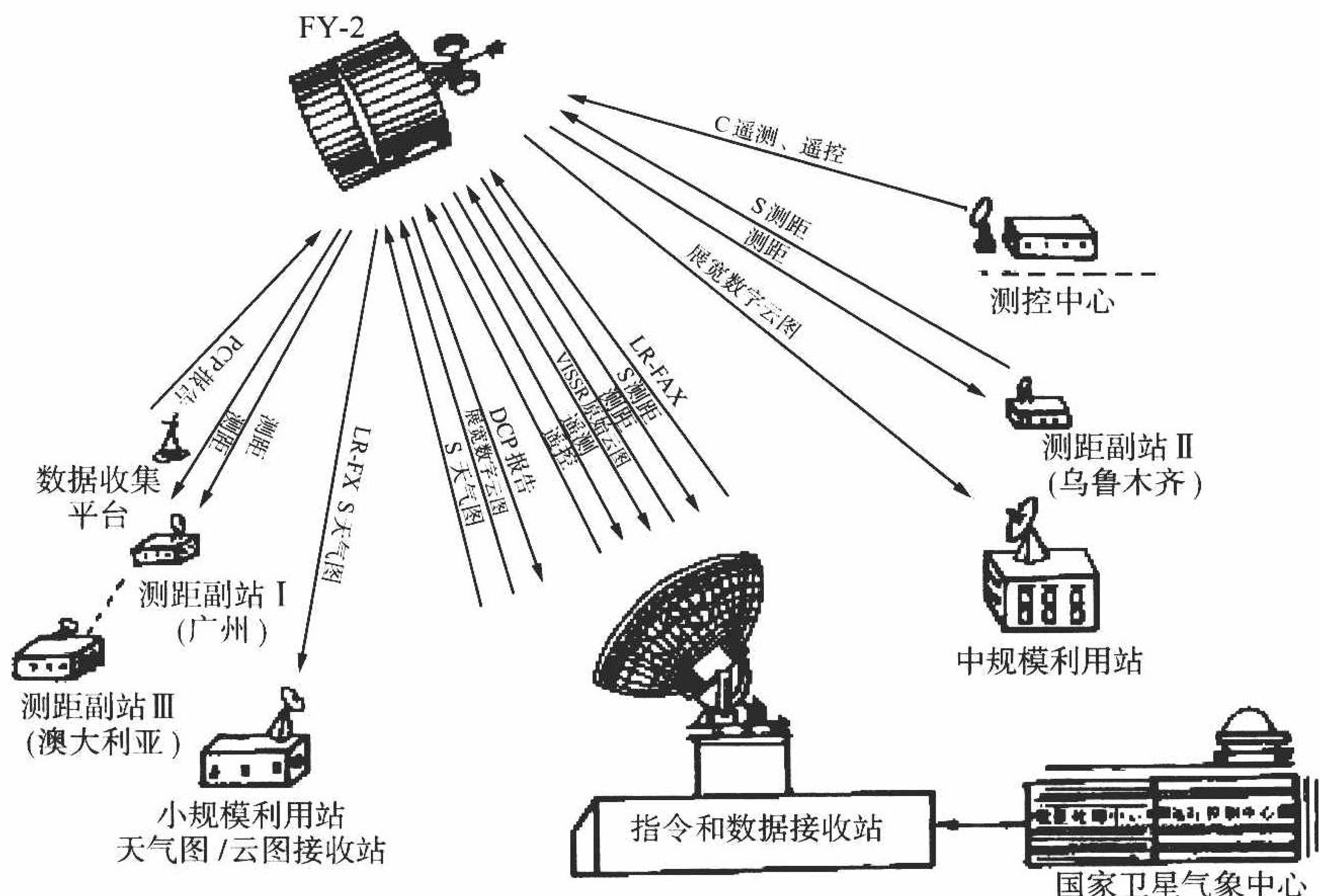


图 16.33 我国风云 2 号静止气象卫星系统示意图

(引自 Rao P. K,1990;许健民等译,1994)

(1)国家级静止气象卫星资料接收系统

国家级静止气象卫星数据接收处理系统的任务是监视卫星的运行并对其进行控制、接收和处理静止气象卫星的原始资料,并分发经过处理的静止气象卫星云图及其他产品。

世界上拥有静止气象卫星的国家都相应建有国家级的数据接收处理系统。目前中国、日本、欧洲等静止气象卫星采用自旋稳定姿态控制方式,而美国、印度等国家采用三轴稳定姿态控制方式。对静止气象卫星获取的对地观测的高速数据进行缓冲、线间配准、校正和展宽格式编排的实时图像处理器是数据接收的核心部分,中国和日本的静止卫星系统都是将这个部分放在地面,要求地面接收系统配备较大型的接收天线,通常为天线直径为 18～20 m。为适应大量复杂且时效性很高的数据处理,需配备处理能力强的计算机系统。

国家级静止气象卫星数据接收处理系统一般由指令与数据接收站(CDAS)、卫星运行控制中心(SOCC)和数据处理中心(DPC)等三大部分组成,其主要功能分别叙述如下。

指令和数据接收站的主要功能如下:

① 接收星载可见光、红外自旋扫描辐射计(VISSR)获得的地球原始云图信号；

② 处理原始云图生成展宽数字云图(S-VISSR)，并经卫星向国内及卫星信号覆盖区国家的用户广播；

③ 广播由数据处理中心送来的天气传真图云图信号(WEFAX)；

④ 利用测距主站与两个副站分别测定三站与卫星间的距离；

⑤ 接收卫星模拟遥测信号和编码遥测信号，对卫星进行监视；

⑥ 发射遥控指令信号，对卫星进行业务控制；

⑦ 接收数据收集平台报告信号(DCPR)；

⑧ 对发射和接收的图像及各种信号进行监视；

⑨ 向数据处理中心和卫星运行控制中心传送展宽云图、遥测数据、三点测距数据、数据收集报告数据、指令和数据接收站状态数据等。

静止气象卫星运行控制中心的功能：

① 卫星业务运行控制。生成卫星运行时间表，选择运行模式，决定临时观测时间和区域；负责发送除卫星运行时间表之外的特殊控制指令；在指令与数据接收站监控系统发生故障时，可以直接通过指令与数据接收站的遥控设备向卫星发指令；

② 地面应用系统指挥调度。下达调度命令，对指令与数据接收站、数据处理中心等进行指挥调度，使地面应用系统能协调一致；

③ 星、地状态监视。监视卫星和地面应用系统的设备状态和工作状态，发现异常及时报警，并做出有关处理；

④ 数据处理及趋势分析。对卫星的遥测数据进行处理及统计分析，观察卫星有效载荷变化趋势，以便决策卫星的管理，根据数据处理中心送来的日凌和星蚀时间预报，进行业务调度。

数据处理中心的主要功能：

① 接收指令与数据接收站发来的展宽数字云图、数据收集平台观测资料、卫星遥测信息和三点测距数据；

② 通过遥测和测距数据处理，获得支持图像预处理、图像处理和气象参数处理所需要的精确轨道根数、精姿态等各类数据；

③ 根据精轨根数、精姿态数据和图像数据流中的必要信息产生原始云图处理所需的运行参数(S/DB 运行文件)；

④ 对展宽数字云图进行加工处理，形成红外、可见和水汽通道的数字图像文件，存入图像资料库，供各种业务产品处理使用；

⑤ 完成各种图像产品(如 WEFAX 云图)的加工处理；

⑥ 对数字图像资料做进一步处理，制作各种数值气象参数和气候产品；

⑦ 完成数据收集平台的观测资料的收集和处理；

⑧ 对各种探测资料和业务产品经自动编辑后，以不同形式向用户分发；

⑨ 对获得的所有云图资料进行存档和管理。

(2)用户级静止气象卫星资料接收系统

静止气象卫星资料接收系统的任务，就是将天线准确地对准卫星，接收卫星实时发送的资料，目前主要是高分辨率资料，再将资料存入计算机处理系统得到各种产品。

静止气象卫星资料接收处理系统由天线、高频分机（低噪声放大器、下变频器）、接收机及解调器和处理系统（比特同步器、帧同步器、数据摄入器、进机口及计算机）组成，如图 16.34 所示。

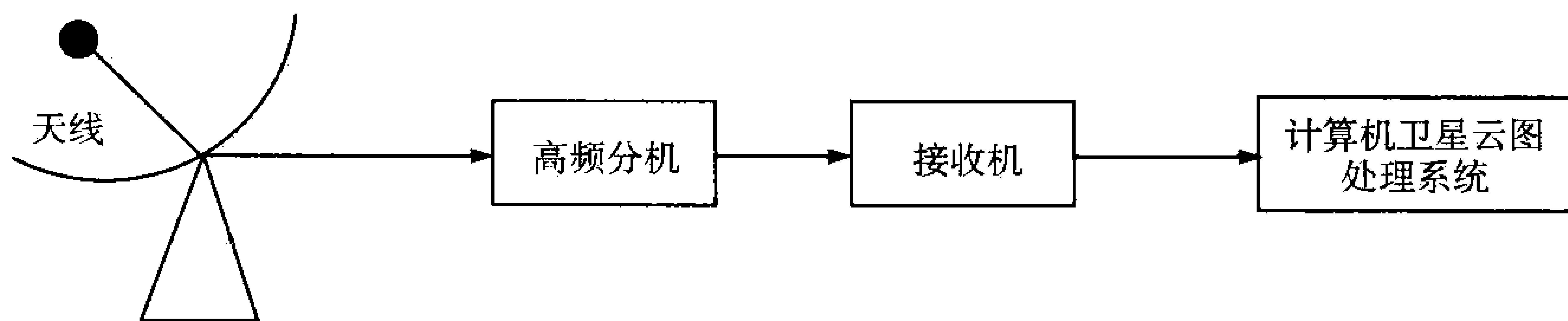


图 16.34　静止气象卫星资料接收系统框图

静止气象卫星资料接收处理系统的信号流程如图 16.35 所示。静止气象卫星接收系统的天线是非跟踪式的，带有方位角及仰角的微调装置和锁定装置。天线口径可根据馈源和系统高频分机的指标选择 1.8 m、2.4 m、3 m 等。系统的高频分机、接收机、解调器、同步器等的工作原理与极轨气象卫星接收系统相类似。

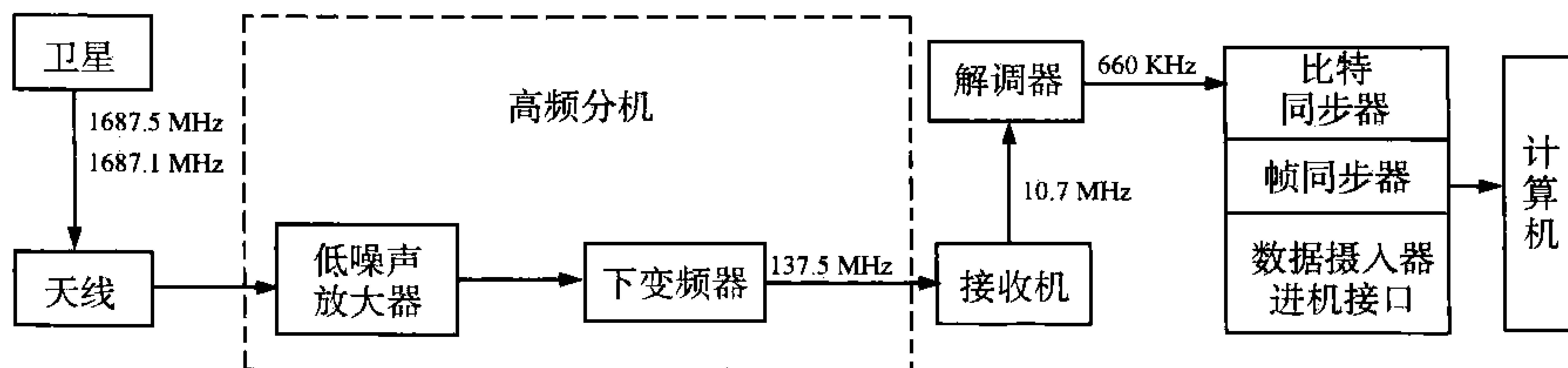


图 16.35　静止气象卫星资料接收系统信号流程图

16.6.3　气象卫星资料接收技术发展

随着气象卫星资料接收技术的不断发展，可编程器件、新数传波段和高速数据率数据接收技术等的应用，使得气象卫星资料传输前景大为改观，接收系统也日趋

小型化和自动化。

(1)接收系统的小型化

1)天线尺寸的缩小。近年来我国静止气象卫星资料接收系统的抛物面天线口径已从 6 m 缩小到 2.4 m 左右,极轨气象卫星资料接收系统的天线口径也从 4 m 缩小到 1.8 m 左右,其主要原因是前置放大器的噪声系统已降低到 0.5～0.6 dB 左右。但要指出,整个接收系统的噪声由天线噪声和前置放大器的噪声组成,随着前放噪声不断降低,天线噪声的贡献将越来越大,接收系统的噪声将难以有更大的降低,这样抛物面天线的尺寸已很难再缩小许多。实际上抛物面天线尺寸也不宜过分缩小,否则天线方向性太差,受干扰可能性增大。

2)新的小型天线的研究。目前极轨气象卫星天线多采用机械随动抛物面跟踪天线,天线的跟踪装置复杂、价格高、维护工作量大。近来出现了一种小型的平板式天线,天线尺寸在 0.5 m 左右,没有机械随动装置,实际上是一种简单的相控阵天线,使得天线跟踪系统大为缩小简化,目前这种天线增益不够,因此接收低仰角的卫星信号尚有困难,造价也较高,尚未普及,但这是个发展方向。

3)"一体化板"的采用。以往气象卫星资料接收系统中的接收机、比特同步器、帧同步器和计算机进机缓冲接口都采用独立的机箱组成一个大机柜,近年我国已研制成功"一体化板"将这 4 个不同功能的部件集成在一块板上,直接插在微机中,使整个接收系统大为简化,造价也降低了。

(2)接收处理的自动化

近年来气象卫星资料接收和处理系统自动化程度大为提高,实现了无人值守。系统可以自动地接收不同时间、不同卫星的资料。这里关键的是微机和频率综合器的利用,使得接收系统得以自动地改变接收频率,使得天线可根据计算机指令自动地改变其指向。

(3)可编程器件的利用

可编程器件(FPGR)的利用使得智能化帧同步器的研制获得成功。帧同步器不止接收一个特定格式的气象卫星资料,而且可以接收多种不同格式的气象卫星资料。因此,当一个新的卫星资料播发时就可以很容易地接收,而无须重新研制帧同步器。

(4)新数传波段的利用

指定给气象卫星使用的频段为 S 波段 1670～1710 MHz,带宽仅为 40 MHz,其中极轨气象卫星和静止气象卫星各占一半。随着气象卫星探测器种类的增加和分辨率的提高,要求传输数据的码速率越来越高,而在 S 波段这么窄的频带内很难容纳更高数据率的资料。因此有的气象卫星开始使用 X 波段,例如俄罗斯 GOMS 卫星使用 X 波段,美国下一代极轨气象卫星 NPOES 也计划使用 X 波段。

(5)高速数据率数据接收技术研究

气象卫星播发的数据的码速率越来越高,因此需采用:①多相调制信号解调技术,多相调制比双相调制能提供更多的信息;②高速数据的解调技术;③高速数据的同步提取技术;④高速数据的进机技术。

16.6.4 气象卫星资料预处理

资料预处理是气象卫星资料处理的重要环节,无论是静止还是极轨气象卫星,在进行各类定量参数计算和应用之前,首先需要对资料进行预处理。预处理的主要目的是对所接收的气象卫星资料做质量检验、定标、定位和其他辅助信息计算。对于静止气象卫星资料还需要作卫星轨道确定、姿态确定和图像配准等计算处理。

16.6.4.1 极轨气象卫星资料预处理

极轨气象卫星数据预处理的主要功能是对原始资料进行分类编辑、质量检验,定标系数计算、地球定位、太阳天顶角计算和格式转换等。最后将计算结果与卫星观测的原始资料一起按预定格式编排、存档,供资料处理系统作进一步处理。下面以高分辨率图像传输资料 AVHRR/HRPT 为例简述计算处理方法。

(1)质量检验

当气象卫星刚进入地面站接收范围时,由于卫星仰角较低,信号较弱,所接收的卫星资料可能会出现误码和丢线。另外,在卫星资料接收过程中也会因外界干扰出现错误。因此资料预处理的第一步是对卫星原始资料做质量检验,主要是时序检验和误码检验。时序检验包括主副帧计数、副帧时间码和顺序码检验。误码检验包括辅助同步码检验、卫星标记码检验和奇偶检验。通过检验获取好的扫描线。除此之外,在做质量检验时还进行有无比特同步失锁、帧同步失锁、在该帧前是否有数据脱漏帧、是否能做出定标系数等统计。质量检验的结果由质量检验码表示,并置于预处理后的每条扫描线中。对于发生时序错和没有定标系数的扫描线,其数据将不能用于定量产品处理。

(2)辐射定标系数计算

目前极轨气象卫星的改进型甚高分辨率扫描辐射仪 AVHRR 中的可见光和近红外通道和 NOAA 的 1.6 μm 通道都未做飞行中定标,其定标系数通过卫星发射前地面定标给出。通常,在卫星运行过程中,这些通道的定标系数不做更新,但有时需在使用过程中进行调整。红外和远红外通道做卫星飞行中定标,因此需不断更新定标系数。

(3)定位和太阳天顶角等计算

定位计算是预处理的重要环节,主要计算内容包括卫星瞬间视场所观测的地面扫描点的地理经纬度、扫描点的太阳天顶角、卫星天顶角、卫星与太阳方位角、升

降轨标记和轨道记数。

在定位计算中，首先根据 t_0 时刻轨道根数，计算 t 观测时刻的卫星瞬时轨道参数、该时刻的卫星轨道周期计数和升降轨标记；然后根据 t 时刻的瞬时轨道参数、卫星姿态和扫描角，通过各种坐标转换，计算出扫描点的地理经纬度。最后，根据观测时刻和扫描点的地理经纬度以及太阳位置，计算扫描点的太阳天顶角、卫星天顶角和太阳方位角。轨道计算的主要依据是布劳威尔-李丹(Brouwer-Lydanne)卫星轨道理论。

在定位计算中，并不需要对每一条扫描线和每一个扫描点逐个进行处理。对于 AVHRR/HRPT 资料，通常，每条扫描线只取 51 个扫描点进行定位和太阳天顶角计算。这 51 个点的选择是由扫描线起始的第 25 点开始，每 40 个点计算一点。其他扫描点的定位数据由内插产生。一般每 24 条线(4 s)作一次由瞬时轨道参数到 51 个扫描点的地理经纬度的计算，其他扫描线数据由前后相隔 4 s 的两条扫描线对应扫描点的定位和太阳天顶角等数据内插产生。

另外，在预处理过程中需将 TIP 资料从 HRPT 数据流中分离提取，并以文件形式存放，供垂直温度反演使用。

16.6.4.2　静止气象卫星数据预处理

与极轨气象卫星相比，静止气象数据预处理比较复杂，主要包括卫星轨道确定、姿态确定、定位计算、数据定标和图像配准等计算处理。

(1)卫星轨道确定

由于静止气象卫星轨道平面与地球赤道平面不一致，卫星相对于地球有一个南北和东西方向的相对运动。所以静止气象卫星在赤道上空约 36000 km 的高度上，除随地球自转外，还沿赤道有一个南北、东西方向的循环运动，其运动轨迹类似于连续的“8”字。由于卫星轨道不是正圆形，在近地点卫星运动角速度大，相对于地球向东运动，在远地点卫星角速度小，相对于地球向西运动，由此导致了卫星相对于地球的东西向的视运动，其运动周期为 24 h。为了精确测定卫星轨道，地面系统建立了三点测距功能。利用相距较远三个测距站，每日 4 次精确测量卫星与三个测距站的距离。利用测距数据进行卫星轨道的改进计算、摄动计算、星下点与星历表计算和外推，并且进行误差分析和修正，以便准确确定卫星轨道位置。在此基础上做出未来两天的卫星星下点位置和星历表预报。

(2)卫星姿态确定

卫星姿态的确定包括粗姿态和精姿态计算两种方法。粗姿态确定是利用卫星获得的姿态测量数据计算出卫星的姿态。卫星上安装有太阳敏感器和红外地平仪，用于在自旋过程中感应卫星与太阳、地球的相对位置。利用这些仪器所感应到的太阳和地球脉冲，按几何与统计相结合的方法计算出卫星的姿态。这样算出的

姿态精度较低，称作粗姿态。

精姿态确定是利用卫星观测得到的地球图像，在图像上选取已知地理位置的地标点，例如岛屿、湖泊、海岸线等。利用这些地标点与实际地理位置的差异，反推出卫星的姿态。为了精确计算卫星姿态，首先需要在卫星观测范围内精选 100 到 200 个地标点，建立地标点数据库。在实际计算中，对于任意一幅云图，都可以选取一组地标点，利用地标点数据库计算所获取地标点在图像上的位置和地标点的实际位置，最后由地标点位置、卫星粗姿态和轨道数据，推算卫星当前的位置和精姿态。在此基础上预报未来 24h 内每幅云图的轨道位置和姿态，按这种方法计算的卫星姿态叫做精姿态。

(3)定位计算

定位计算是指卫星云图的经纬度网格计算。利用卫星轨道和姿态参数，根据卫星运行轨道理论计算出每一副图像所对应的以 5°为间隔的经纬度网格数据。计算的经纬度数据随卫星图像一起分发给用户。

(4)数据定标

与极轨气象卫星相同，静止气象卫星的可见光通道，也不做飞行中定标，使用卫星发射前的地面定标系数。卫星发射后只对四个可见光通道数据进行归一化处理，使其相互之间可以比较。红外和水汽通道需做飞行中定标处理，在卫星运行中，利用扫描辐射仪自旋扫描获取的恒温定标黑体和空间测量数据，对红外和水汽通道进行卫星发射后定标曲线的校正计算，按校正后定标曲线调整卫星观测数据。

(5)图像配准

静止气象卫星是以自旋稳定扫描方式获取地球图像。卫星每 0.6 s 自旋一周，在自旋过程中对地球进行扫描观测，每自旋一周，星上可见红外扫描辐射仪可以同时获取 4 条可见光、1 条红外和 1 条水汽扫描数据，25 min 可获取 2500 条红外、水汽和 10000 条可见光扫描数据。在扫描获取数据的同时，卫星以 14 Mbit/s 的码数率将数据传送到地面接收站。这些数据必须在地面处理系统中经过严格的图像配准后才能形成可直接使用的图像数据。

在获取一幅云图的 25 min 内，卫星、地球、太阳都在不停地运动之中。图像配准，就是利用描述日、地、星相对运动的遥测数据以及卫星轨道参数等信息，精确计算卫星观测太阳和地球之间的夹角，即 β 角。通过星上预同步、地面精同步、地面数据重采样等计算处理，以太阳为基准，按 β 角的变化，进行逐条扫描线的同步精配准，把组成一幅云图的各条扫描线准确地拼接成一幅地球影像图，从而完成静止气象卫星的图像精配准。

上述预处理完成后，将计算结果和配准后的图像按预定格式，以 0.66 Mbit/s 的速率重新发送给卫星，再通过卫星转发给各地面接收站，供天气预报和天气分析

使用。所转发的卫星观测数据即为通常所说的展宽数据。

16.6.5 气象卫星资料处理和应用

气象卫星资料的处理和应用，从20世纪60年代初第一颗专用气象卫星发射成功开始，随着气象卫星技术和卫星气象理论和方法的发展而逐步走向深入和普及。

20世纪70年代以前，通过气象卫星获取的主要是可见光云图资料，并定性地应用于天气分析、天气预报和气象研究；70年代初期，卫星红外辐射计投入使用，而且地面资料处理能力大为提高，使定量的或半定量的卫星探测资料，开始应用于大气科学的各个分支。随着静止气象卫星和多通道可见光红外扫描辐射计的发展，以及对探测资料的处理能力的不断提高，气象卫星的应用也逐步展开，其中包括高时间分辨率的多通道合成图和反演得到的数值图像资料，使卫星资料的分析工作由纯定性分析向半定量和定量分析发展；由以分析大尺度天气系统为主，向同时分析和监视中小尺度天气系统发展；由以气象分析应用为主，向气象、水文、海洋等多学科分析应用发展。气象卫星对温度、风和湿度等气象要素的探测精度的提高，促进了如何把这些资料更有效地应用于大气模式，以改进数值天气预报结果的研究工作。卫星测得的臭氧和气溶胶的含量、大气上界的射入辐射和射出辐射观测，提高了人们对大气运动的辐射过程的认识。利用卫星对大气和海洋的观测资料，有助于研究大气和海洋之间极为复杂的能量交换过程，有助于气候变化和气候数值模拟的研究。

值得在这里特别指出的是气象卫星资料在灾害性天气监测的重要作用。

热带气旋是全球主要气象灾害，热带气旋所带来的经济损失占整个气象灾害经济损失的50%以上。由于海洋是常规气象观测的盲区，海上热带气旋的监测与预报主要依赖气象卫星观测资料。我国是世界上受台风危害最为严重的国家。在西北太平洋地区，台风在我国的登陆频次最高，所带来的经济损失最为严重。利用气象卫星不仅可以发现台风的生成，而且可以准确确定台风中心位置，估计台风强度，计算台风移向移速，预测台风登陆的时间地点和登陆后可能造成的降水强度和范围，为减灾防灾决策提供可靠依据。由于气象卫星资料的使用，尽管台风带来的直接经济损失仍然很大，但是相对损失却在减小，台风造成的人员伤亡明显减少。

我国西北地区是沙尘暴多发区，不仅严重影响当地人民的生产生活，而且对下游广大地区天气和环境造成严重危害。由于西部地区气象观测站点稀少，对西部地区沙尘活动的有效监测主要依靠气象卫星来解决。利用高分辨的多光谱卫星遥感资料，可实现对沙尘暴源地的分析和研究，沙尘暴发展方向的监测等。我国气象部门就利用气象卫星资料，建立了国家级沙尘暴遥感监测和预报系统，使我国气象卫星在减灾防灾中的效益得到了充分的体现。

我国冬、春积雪雪水当量约 1000 亿 m^3，这是一笔可贵的淡水资源。融雪径流是北方河流春汛的主要径流补给，然而，大范围过量积雪，又会造成交通瘫痪、威胁农业和牧区牲畜安全过冬。气象卫星可以准确地监测积雪的发生、发展和分布，计算积雪面积并遥感积雪变化，预测其对农牧生产、交通运输所带来的可能的影响。2008 年 1 月中旬至 2 月初，在作者即将完成此书之际，我国经历了一场历史罕见的低温雨雪冰冻灾害。我国南方地区先后出现四次大范围低温雨雪冰冻过程。这次灾害性天气正值春运高峰，持续时间长、影响范围广、危害程度深，多数地区为 50 年一遇，部分地区为百年一遇。全国有 19 个省(区、市)不同程度受到影响，其中湖南、贵州、江西、广西、湖北、安徽、浙江 7 省(区)最为严重。持续低温雨雪冰冻天气造成多种灾害并发，给人民群众生命财产和工农业生产造成重大损失，正常生产生活秩序受到极大影响。气象卫星监测的全国积雪分布，对及时大范围了解灾情，部署救灾工作发挥了重要作用。

习　题

(1)解释下述名词：

辐射能；辐射通量；辐照度；辐射率；比辐射率；黑体；灰体；大气窗区；亮温；色温。

(2)简要说明基尔霍夫定律的物理意义。

(3)当温度分别为 300 K 和 6000 K 时，试计算黑体在下列给定频率或波长的辐射率：

①1 GHz；　②1000 GHz；　③1 μm；　④0.1 μm

(4)简要说明气象卫星主要的姿态控制方式，以及气象卫星轨道的特点。

(5)简要说明可见光遥感原理。

(6)推导红外遥感方程，并指出方程中各物理量的意义。

(7)一台装载在气象卫星上的红外扫描辐射计测量地表在 10 μm 窗区发射的出射辐射。假定卫星和地表间的大气效应可以忽略，问当在 10 μm 处观测到的辐亮度为 0.98 $W \cdot m^{-2} \cdot \mu m^{-1} \cdot sr^{-1}$时，地表温度应为多少？

(8)说明可见光云图和红外云图的特性及异同。

(9)什么是权重函数？

(10)概述红外遥感晴空大气温度廓线的原理。

(11)概述红外和微波遥感的特点。

(12)利用大气微波遥感方程说明获取微波图像和温湿廓线的基本原理。

参考文献

Ashcroft P, Wentz F J. 2004. Updated daily AMSR-E/Aqua L2A Global Swath Spatially-Resampled Brightness Temperatures (TB) V001, 2004. Boulder, CO, USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media.

Bohren C F, Clothiaux E E. 2006. Fundamentals of Atmospheric Radiation. Wiley-VCH .

Brock F V, Richardson. S J. 2001. Meteorological Measurement Systems. Oxford University Press.

Bush B C. et al. 1999. Comparison of ARESE clear sky surface radiation measurements. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **61**(2):249-264.

Gaumet J L, Salomon P, Paillisse R. 1991. Present weather determination by an optical method. Preprints of the Seventh Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation: Special Sessions on Laser Atmospheric Studies. American Meteorological Society, New Orleans, 13-18 January 1991, pp327-331.

Genkova I, et al. 2004. Assessing cloud spatial and vertical distribution with infrared colud analyzer. Fourteenth ARM Science Team Meeting Proceedings, New Mexico.

Hajj G A, et al. 2002. A technical descrption of atmospheric sounding by GPS occulation. *J. Atmospheric and Solar-terrestrial Physics*, **64**:451-469.

Houghton D D. 1985. Handbook of Applied Meteorology. Univ. of Wisconsin Press.

Liou K N. 2002. An Introduction to Atmospheric Radiation (Second Edition). Elsevier Science(USA).

Long C N, et al. 2004. Total sky imager model 880 status and testing results. Atm TR-006.

Martin L? ffler-Mang. 2000. An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**:130-139.

Orsini A, et al. 2002. Cloud cover classification through simultaneous ground-based measurements of solar and infrared radiation. *Atmospheric Research*, **61**(4):251-275.

Philipona R. 2001. Atmospheric longwave irradiance uncertainty: Pyrgeometers compared to an absolute sky-scanning radiometer, atmospheric emitted radiance interferometer, and radiative transfer model calculations. *J. Geo. Res.*, **106**(D22):28129 -28141.

Rao P K, Holmes S J, et al. 1990. Weather Stetllites: Systems, Data, and Enviromental Applications. American Meteorological Society.

Sheppard B E, Wu K K. 1985. An improved AES precipitation occurrence sensor system. The Third WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECIMO-III), Ottawa, 8-12 July 1985, Instruments and Observing Methods Report No. 22, WMO/TD-No. 50, Geneva, 103-108.

Starr K M, Cauwenberghe R V. 1991. The development of a freezing rain sensor for automated surface observing systems. Preprints of the Seventh Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation: Special Sessions on Laser Atmospheric Studies, American Meteorological Society, New Orleans, 13-18 January 1991, 338-343.

Thurrirajah B, et al. 2004. Infrared cloud imager measurements of cloud statisfics from the 2003 cloudiness intercomparison campaign, Fourteenth ARM Science Team Meeting Proceedings, New Mexico.

Tooman T P. 2003. Whole Sky Imager Retrieval Guide, ARM TR-011. 1.

Wang T I. 1988. Optical Precipitation Detection and Identification System Using Scintillation Detection. US Patent:4760272.

Wentz F J, Meissner T. 2004. Updated daily AMSR-E/Aqua L2B Global Swath Ocean Products derived from Wentz Algorithm V001, 2004. Boulder, CO, USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media.

Wentz F J. 2000. AMSR-E Ocean Algorithm. Santa Rosa: Remote Sensing Systems, 10-29.

Wiggins W L, Sheppard B E. 1991. Field test results on a precipitation occurrence and identification sensor. Preprints of the Seventh Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation: Special Sessions on Laser Atmospheric Studies. American Meteorological Society, New Orleans, 13-18 January 1991, 348-351.

Wilheit T, Kummerow C, Ferraro R. 1999. Algorithm Theoretical Basis Document for EOS/AMSR Rainfall, Colllege Park, TX,USA, Texas A&M University.

WMO. 1983. Guide to Meteorological Instrument and Observing Practices,5th. Edition.

WMO. 1985. An improved AES precipitaion occurrence sensor system (B. E. Sheppard, K. K. Wu). Papers Presented at the Third WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECIMO-III), Ottaws, Instruments and Observing Methods Report No. 22, WMO/TD-No. 50, Geneva, 103-108.

WMO. 1990. The First WMO Intercomparison of Visibility Measurement: Final Report (D. J. Griggs, D. W. Jones M. Ouldridge, W. R. Sparks) Instrument and Observing Methods Report No. 41, WMO/TD. 401, Geneva.

WMO. 2006. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. Geneva,Swizesland.

WMO. 1996. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation,Six edition.

陈洪滨. 2000. 星载微波辐射计遥感反演云水量的一个算式. 遥感学报,**3**(4):165-171.

陈渭民. 2003. 卫星气象学. 北京:气象出版社.

国际民用航空组织. 2000. 中国民用航空总局空中交通管理局译. 跑道视程观测和报告实践手册,9328-AN/908,第2版.

何平. 2006. 相控阵风廓线雷达. 北京:气象出版社.

胡明宝. 2007. 天气雷达探测与应用. 北京:气象出版社.

胡玉峰. 2004. 自动气象站原理与测量方法. 北京:气象出版社.

霍娟,吕达仁. 2002. 全天空数字相机观测云量的初步研究. 南京气象学院学报,**25**(2).

贾伯年,俞朴. 1992. 传感器原理. 南京:东南大学出版社.

金亚秋. 2005. 空间微波遥感数据验证理论与方法. 北京:科学出版社.

李家瑞. 1993. 气象传感器教程. 北京:气象出版社.

林晔. 1993. 大气探测学教程. 北京:气象出版社.

吕伟涛等. 2004. 基于数字摄像技术测量气象能见度——双亮度差方法和试验研究. 大气科学,**28**(4).

莫月琴等. 2004. 前向散射型能见度仪原理样机的主要性能分析. 南京气象学院学报,**27**(2).

强锡福. 2001. 传感器. 北京:机械工业出版社.

秦大河等. 2004. 中国气象事业发展战略研究. 北京:气象出版社.

盛裴轩等. 2003. 大气物理学. 北京:北京大学出版社.

世界气象组织. 1992. 气象仪器和观测方法指南. 北京:气象出版社.

孙景群. 1986. 激光大气探测. 北京:科学出版社.

孙学金等. 2008. 基于非致冷红外焦平面阵列的全天空红外测光系统. 红外激光工程,**37**(5):761-776.

王炳忠. 1988. 太阳辐射能的测量与标准. 北京:科学出版社.

王京丽,程丛兰,徐晓峰. 2002. 数字摄像法测量能见度仪器系统比对实验. 气象科技,**30**(6).

王青梅等. 1994. 利用雨的光闪烁效应测量降水强度. 量子电子学,**11**(3):198-203.

谢兴生,陶善昌,周秀骥. 1999. 数字摄像法测量气象能见度. 科学通报,**44**:97-100.

许健民等译. 1994. 气象卫星:系统、数据和环境应用. 北京:气象出版社.

杨训仁,陈宇. 2007. 大气声学(第二版). 北京:科学出版社.

尹宏. 1993. 大气辐射学基础. 北京:气象出版社.

张霭琛. 2000. 现代气象观测. 北京:北京大学出版社.

张培昌,杜秉玉,戴铁丕. 2001. 雷达气象学. 北京:气象出版社.

张勤,王光财,吴维宁. 2000. 新的综合雷电定位系统的误差计算. 高电压技术,**96**(2):54-55.

张庆阳等. 2003. 大气探测技术发展概述. 气象科技,**31**(2).

张伟星,陈晓颖,朱益民. 2005. 大气折射对高空轨迹法测风的影响. 气象水文装备,(5):1-4.

张伟星,王晓蕾. 2005. WGS84 坐标系中高空风计算方法. 气象科学,**25**(5).

赵柏林. 1987. 大气探测原理. 北京:气象出版社.

赵文光,吴先志,张文亮. 2001. 到达时间法雷电定位系统图形因数误差分析. 高电压技术,**105**(4):8-12.

钟湘福. 1997. 单翻斗雨量传感器的改进设计. 气象水文海洋仪器,(3).

周秀骥,陶善昌,姚克亚. 1991. 高等大气物理学(下册). 北京:气象出版社.

朱双全. 1995. 超声波旋涡风速计——一种新型测风传感器. 气象水文海洋仪器,(2).

总装备部卫星有效载荷及应用技术专业组应用技术分组. 2001. 卫星应用现状与发展. 北京:中国科学技术出版社.

［Ｇｅｎｅｒａｌ　Ｉｎｆｏｒｍａｔｉｏｎ］
书名＝大气探测学
作者＝孙学金，王晓蕾，李浩等编著
页数＝４５２
ＳＳ号＝１２４３９３５７
出版日期＝２００９．０８